

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA



TESIS DOCTORAL

**Caracterización de la transición marino-
continental Maastrichtiense-Daniense en el
noroeste de la cuenca de Tremp-Graus.
Integración de datos sedimentológicos,
bioestratigráficos e icnológicos**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA

PRESENTADA POR

Davinia Díez-Canseco Esteban

DIRECTORAS

**Margarita Díaz Molina
María Isabel Benito Moreno**

Madrid, 2017



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS - DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA

**CARACTERIZACIÓN DE LA TRANSICIÓN MARINO-CONTINENTAL
MAASTRICHTIENSE-DANIENSE EN EL NORESTE DE LA CUENCA DE TREMP-GRAUS**

Integración de datos sedimentológicos, bioestratigráficos e icnológicos



Davinia Díez-Canseco Esteban

Tesis Doctoral

Madrid, 2016

**CARACTERIZACIÓN DE LA TRANSICIÓN MARINO-CONTINENTAL
MAASTRICHTIENSE-DANIENSE EN EL NORESTE DE LA CUENCA DE TREMP-GRAUS**

Integración de datos sedimentológicos, bioestratigráficos e icnológicos

Davinia Díez-Canseco Esteban

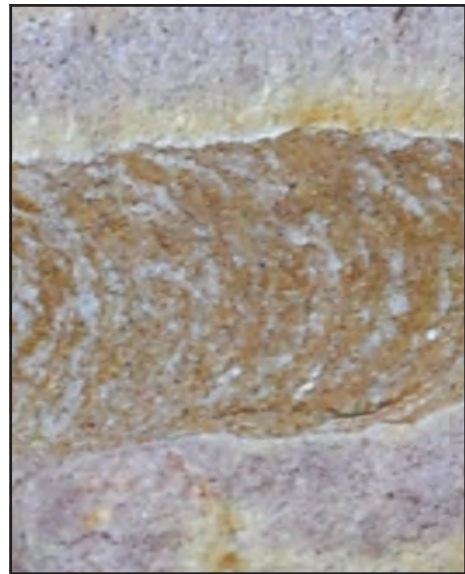
Bajo la dirección de:

Dra. Margarita Díaz Molina

Dra. M^a Isabel Benito Moreno

Departamento de Estratigrafía

Universidad Complutense de Madrid



Esta memoria es presentada por Davinia Díez-Canseco Esteban dentro del Programa de Doctorado de Geología e Ingeniería Geológica, para optar al título de Doctor.

La Doctoranda,

Davinia Díez-Canseco

Las Directoras,

Dra. Margarita Díaz Molina

M^a Isabel Benito Moreno

Madrid, 2016

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, y financiada por el Ministerio de Ciencia e Innovación (ahora MINECO) a través de los proyectos CGL2009-09000 y CGL2014-52670-P, una beca-contrato FPI y dos ayudas para estancias breves realizadas en la Universidad de Saskatchewan (Canadá).

Portada: Pistas de invertebrados en las facies “Garumniense”. El animal, probablemente gusaniforme, se desplaza escudriñando el sustrato y abandona tras de sí un sedimento dispuesto en sutiles meniscos.

En memoria de mi querida tía Cati

Agradecimientos

Una tesis no es el resultado impecable de cuatro años duros de trabajo sino más bien la última prueba del proceso de formación que supone un doctorado. Aprovecho estas líneas para dar las gracias a las personas que directa e indirectamente han contribuido a este proceso de formación. Si no consigo que estén todas, o que cada una de las citadas tenga el comentario que se merece, pido disculpas de antemano.

En cuanto a la supervisión y dirección:

En primer lugar quiero dar las gracias a Margarita Díaz Molina y a Maribel Benito, las directoras de este trabajo. Gracias por vuestra continua predisposición al trabajo, por vuestro apoyo, por darme libertad aun cuando fuese difícil para vosotras y por acoger y responsabilizaros de la tesis y darle continuidad al proyecto de Nieves López Martínez, a pesar de las dificultades que conllevaba dirigir una tesis ya concedida. Las tesis suelen ser complicadas en cuanto a las relaciones director-tesinando, incluso cuando están diseñadas y acordadas por las dos partes. En este caso debemos sentirnos orgullosas pues nuestra complicación era todavía mayor y aún así, lo hemos conseguido ¡enhorabuena y gracias por todo!

A los doctores Luis Buatois y Gabriela Mángano. La confianza que pusisteis en mí fue el motor de este trabajo y junto con vuestras enseñanzas tanto científicas como humanas será lo que en algún momento me permita poder llamarme científica.

A Otto Kälin, colaborador y amigo, y la persona que posiblemente más influencia haya tenido en mi formación. Si miro atrás, siempre estás en los momentos más gratificantes del doctorado; en el laboratorio, como aquella semana que pasamos en busca de nanoplacton, en el campo donde me enseñaste a mirar, pensar y tomar datos o en la cafetería donde nunca nos cansamos de hablar de ciencia. Metodología, paciencia y el conocimiento de cómo hacer un trabajo científico perfecto, si el sistema lo permitiese, son aptitudes que me llevo de ti Otto ¡gracias!

En cuánto a las colaboraciones científicas:

Mi agradecimiento a Jose Antonio Arz e Ignacio Arenillas (Universidad de Zaragoza) por su trabajo bioestratigráfico con foraminíferos, a Lluís Ardévol (Geoplay s.l.) por compartir su excelente trabajo de campo, a Javier Élez por su ayuda y enseñanzas en campo y en GIS, a Williams Rodríguez y Euridice Solozarno (Empresa Mixta Petrocedeño y PDVSA-INTEVEP, Venezuela) por compartir sus datos icno-sedimentológicos de la transición fluvio-mareal, a David Benavente y Jaime Cuevas (Universidad de Alicante) por los análisis químicos de los depósitos finos, a Clemente Recio (Universidad de Salamanca) por los análisis isotópicos, a Jackie A. Lees (University College of London) por su trabajo con el nanoplacton calcáreo y a Jon Gutmanis (Geoscience ltd) y Nick Shaw (Shell ltd) por sus enseñanzas en campo y en geología aplicada. Agradezco muchísimo vuestra colaboración y será un placer seguir trabajando con vosotros ¡tenemos todavía mucho por hacer!

En cuánto al equipo técnico:

Agradezco mucho el trabajo realizado por el equipo de técnicos del laboratorio de Estratigrafía de la UCM, especialmente a Beatriz y Juan Carlos por la preparación de láminas delgadas y a Aitor por su gran ayuda con los levigados. Asimismo agradezco el trabajo del equipo técnico del Departamento de Ciencias de la Universidad de Saskatchewan.

En cuánto al apoyo:

Agradezco a todo el personal del Departamento de Estratigrafía por el buen trato que he recibido, por el entorno familiar y por su política inclusiva con los becarios. Gracias también a mis compañeros del departamento por todos los buenos momentos, a Belén, María José, Violeta, Maialen, Emma, Pablo, Sonia, Sara, Manuela, Paco, y Juncal.

Agraeixo el suport durant les estades a Trempt de l'equip de científics treballant a la zona (Universitat Autònoma de Barcelona), de l'ajuntament de Trempt i de la família Ardèvol-Rosel.

I would like to thank the people of the Ichnologic group of the University of Saskatchewan, the CRISP (Ceci, Vero, Pablo, Sudipta, Rosana, Luc, Javi, Andrei, Luis, Megane, Setare, Kai, Liya, Brian, Luis and Gabi) to the warm welcome into that excellent research group and the fantastic field trips and meetings that you did possible. You, guys, and these others friends that I am not going to forget (Adriene, Pablo Cruz, Andrew, Rayu, Maria, Mohamed, Sauzene, Balazs, Cristina, JinRu, Sara, Brian, Julia, etc) did my life warm, easy, interesting and funny at the isolated Saskatoon, even at moins 40 degrees under 0. Thanks a lot! All the best!

Por último quiero agradecer el apoyo emocional de las personas que han estado a mi lado estos años; a Ángela y Richard, a Kike, Nuria y Anabel, a María, Ali, Isa, Carlos, Julito y Pablo, a mi madre y mis hermanas, a Mariano y Mila y en especial a Jaime.

Índice

<i>Resumen / Abstract</i>	xiii
Capítulo 1. Introducción	19
Capítulo 2. La zona de estudio	23
2.1. Contexto geológico regional.....	23
2.2. El flanco norte del sinclinal de Tremp: Las formaciones Arén y Tremp.....	25
2.3. La edad de los depósitos y el límite K /Pg.....	30
Capítulo 3. La Icnología como herramienta para la reconstrucción paleoambiental	31
3.1. La Icnología.....	31
3.2. Características de las trazas fósiles.....	31
3.3. El estudio de trazas fósiles.....	35
3.4. La respuesta de los organismos a cambio físico-químicos y su huella en el registro.....	38
3.4.1. Energía hidrodinámica.....	39
3.4.2. Sustrato.....	40
3.4.3. Oxigenación.....	40
3.4.4. Salinidad.....	41
3.4.5. Tasa de sedimentación.....	41
3.4.6. Alimento.....	41
3.4.7. Turbidez.....	42
3.4.8. Nota final.....	42
Capítulo 4. Objetivos, Métodos y Plan de trabajo	43
4.1. Objetivos.....	43
4.2. Metodología y plan de trabajo.....	43
4.2.1. Primera etapa de trabajo: Estratigrafía y Sedimentología.....	43
4.2.1.1. Recopilación y revisión bibliográfica.....	44
4.2.1.2. Reconocimiento de la zona de estudio.....	44
4.2.1.3. Levantamiento de columnas estratigráficas a escala 1:500.....	44
4.2.1.4. Recogida de muestras de todas las litologías y facies.....	44
4.2.1.5. Preparación y estudio petrográfico de láminas delgadas.....	44
4.2.1.6. Levigado, triado y estudio del contenido fósil y mineral de materiales finos.....	45

4.2.2. Segunda etapa de trabajo: Bioestratigrafía.....	46
4.2.2.1. Muestreo sistemático del sector este de la zona de estudio.....	46
4.2.2.2. Levigados de muestras cementadas y no cementadas: cambio de protocolos.....	46
4.2.2.3. Triado.....	47
4.2.2.4. Análisis de foraminíferos planctónicos y documentación gráfica.....	47
4.2.2.5. Análisis petrográfico de foraminíferos planctónicos a partir de microscopía de luz transmitida y catodoluminiscencia.....	47
4.2.3. Tercera etapa de trabajo: Icnología.....	48
4.2.3.1. Aprendizaje.....	48
4.2.3.2. Análisis icnológico y recolección de ejemplares.....	48
4.2.3.3. Determinación icnotaxonómica.....	49
4.2.3.4. Medida de ejemplares y análisis estadístico.....	49
4.2.4. Cuarta etapa de trabajo: Estudio comparativo.....	50
4.2.4.1. Revisión bibliográfica.....	50
4.2.4.2. Estudio sedimentológico e icnológico parcial.....	50
4.3. Software de uso general utilizado.....	50
4.4. Presentación de los resultados.....	50
4.5. Formato compendio de artículos: las publicaciones aportadas.....	51
Capítulo 5. Sedimentología, petrografía y bioestratigrafía	53
5.1. Introducción	53
5.2. Conclusiones parciales.....	53
5.3. Artículo: <i>Tidal influence in redbeds: a palaeoenvironmental and biochronostratigraphic reconstruction of the Lower Tremp Formation</i>	55
Capítulo 6. Icnotaxonomía e Icnofacies	75
6.1. Introducción	75
6.2. Conclusiones parciales.....	75
6.3. Artículo: <i>Ichnofauna from coastal meandering channel systems: Delineating the fluvial-tidal transition</i>	77
Capítulo 7. Integración de los datos en un modelo de aplicación general	97
7.1. Introducción	97
7.2. Conclusiones parciales.....	97
7.3. Artículo: <i>The ichnology of the fluvial-tidal transition: Interplay of ecologic and evolutionary controls</i>	99
Capítulo 8. Discusión y conclusiones generales.....	141
8.1. Los ambientes sedimentarios del Maastrichtiense-Daniense en la parte nororiental de la Cuenca de Tremp-Graus.....	141
8.1.1. Foraminíferos transportados por la acción de las mareas.....	141
8.1.2. El alcance de la cuña salina: condiciones de agua salobre vs dulce.....	143

8.2. De un delta dominado por las mareas a un sistema de lagos costeros.....	143
8.3. Implicaciones en la organización secuencial y la evolución de la cuenca de antepáis surpirenáica	144
8.4. Implicaciones en el estudio icno-sedimentológico de la transición fluvio-mareal.....	146
8.4.1. El papel de las <i>redbeds</i> en ambientes marino marginales	148
Capítulo 9. Referencias.....	151
Anexos	161
1. Columnas estratigráficas.....	163
1.1. Columna de Orcau.....	164
1.2. Columna de Lluís.....	166
1.3. Columna de Suterranya Oeste.....	166
1.4. Columna de Suterranya Este.....	169
1.5. Columna de Vicari Oeste.....	171
1.6. Columna de Vicari Este.....	171
1.7. Columna de Talarn.....	172
2. Panel estratigráfico.....	173

Resumen

Esta Tesis Doctoral comprende el estudio estratigráfico, sedimentológico, micropaleontológico e icnológico de la Formación Trepmp (Cretácico terminal-Paleógeno) al noreste de la Cuenca de Graus-Trepmp (región sur-pirenaica central) y su principales objetivos son:

- Establecer la edad de los depósitos de la Formación Trepmp y precisar la posición del límite K/Pg.
- Reconstruir los paleoambientes del Cretácico Superior y Paleoceno (Formación Trepmp) en el área de estudio.
- Realizar la caracterización icnológica de la Unidad Roja Inferior de la Formación Trepmp para identificar las áreas afectadas por diferentes condiciones ambientales.
- Establecer los criterios sedimentológicos e icnológicos de reconocimiento del área de transición entre estos ambientes sedimentarios, en particular de la zona conocida como transición fluvio-mareal.
- Analizar diferentes casos de estudio de la transición fluvial-mareal para evaluar la naturaleza global o local del registro icnológico y sedimentológico en este ambiente sedimentario.
- Llevar a cabo una correlación general entre los depósitos estudiados y los localizados en el área oeste de la Cuenca de Trepmp-Graus.

Este trabajo doctoral está compuesto por tres artículos en los que se exponen la mayor parte de los resultados y constituyen la parte principal de la tesis, que finaliza con una discusión y unas conclusiones generales. A continuación se enumeran algunos de los resultados principales.

Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica de la Formación Trepmp (Maastrichtense pp.-Daniense pp.)

Se han estudiado los depósitos de la Formación Trepmp que incluyen la Unidad Gris, la Unidad Roja Inferior (también conocida como “*redbeds*” o facies “*garum*”) y la Unidad Caliza de Suterranya. Los ambientes sedimentarios que se interpretan para la Unidad Gris y la Unidad Caliza de Suterranya –ambientes de *lagoon* y de lagos costeros respectivamente– concuerdan con los propuestos por autores previos. Sin embargo se propone un nuevo ambiente sedimentario para la Unidad Roja Inferior que se interpreta formada por depósitos de llanuras fangosas y canales meandriiformes con influencia mareal en el contexto de un sistema deltaico, en contraste con anteriores interpretaciones que consideraban esta unidad como formada en un contexto fluvial. Esta nueva interpretación se basa en la presencia de estratificación heterolítica inclinada (IHS) en depósitos de *point bar*, junto con estratificación lenticular y flaser y la presencia de fósiles marinos *in situ* –incluyendo los de foraminíferos planctónicos– y de glauconita autigénica. Estos foraminíferos fueron transportados por las mareas como carga en suspensión desde mar abierto hasta los canales meandriiformes. Sin embargo no puede descartarse que fueran transportados también por el viento o por tormentas. El estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos sugiere una edad Maastrichtense para la Unidad Gris y la Unidad Roja Inferior, y una edad Daniense tardía para la Unidad Caliza de Suterranya. Entre las primeras unidades y la última hay un hiato significativo que abarca la mayor parte del Daniense, y probablemente incluya el límite Cretácico/Paleógeno. Estos nuevos datos paleoambientales y bioestratigráficos permiten la correlación de la parte inferior de la Formación Trepmp con los depósitos

marinos del Cretácico Superior-Paleógeno, que afloran al oeste de la zona sur-pirenaica central.

Caracterización icnológica de la Unidad Roja Inferior (Formación Tremp)

La Unidad Roja Inferior tiene una icnofauna que incluye *Taenidium barretti*, *Taenidium bowni*, *Loioichnus* isp., *Arenicolites* isp., *Planolites* isp., y *Palaeophycus* isp. Esta icnofauna puede observarse en depósitos formados en lóbulos de meandro con influencia mareal y en sus llanuras fangoso-arenosas asociadas. La evaluación de los controles tafonómicos en la icnofauna de la Fm. Tremp muestran que: (1) los dos morfotipos de *Taenidium barretti* están controlados por la consistencia del substrato; (2) las trazas del icnogénero *Arenicolites* pueden ampliarse por los procesos de erosión y (3) queda descartado que *Taenidium barretti* y *Planolites* isp. pertenezcan al mismo icnotaxón preservado de diferente manera. Las características del relleno meniscado en *Taenidium barretti* sugieren que esta estructura fue el resultado de la ingesta de sedimento. La icnofauna de Tremp se agrupa en dos asociaciones de trazas fósiles: una asociación empobrecida y subacuática de *Planolites* isp. y una asociación que representa la Icnofacies *Scoyenia*. La distribución de las trazas fósiles refleja los cambios paleoambientales en los canales meandriformes a lo largo de la columna estratigráfica con la asociación monoespecífica en la parte inferior y la Icnofacies *Scoyenia* en los intervalos medio y superior. La asociación de la parte inferior de la columna se formó probablemente en un área más cercana a la línea de costa bajo condiciones extremas de salinidad, mientras que la Icnofacies *Scoyenia* registra condiciones de agua dulce y se formó en zonas más proximales, reflejando una progradación del delta.

Icnología de la transición fluvio-mareal: un modelo de aplicación global

Los datos icnológicos y sedimentológicos revelan la complejidad de la transición fluvio-mareal desde el punto de vista de la interacción de los procesos fluviales y marinos y los cambios en la condiciones de salinidad. Las icnofaunas de la transición fluvio-mareal están controladas principalmente por el límite de salinidad que separa dos zonas ambientales: en la más cercana al mar se encuentran icnofaunas de aguas salobres, mientras que en la zona más proximal, tierra adentro, aparecen icnofaunas terrestres/de agua dulce. Las características icnológicas de la transición fluvio-mareal se sintetizan y analizan basándose en una serie de casos estudiados que abarcan desde el Carbonífero al Mioceno. Las asociaciones de trazas fósiles de agua dulce son muy comunes en el contexto fluvio-mareal y se caracterizan por una diversidad, de moderada a relativamente alta, de rastros de superficie y trazas fósiles con relleno en menisco, característicamente presentes en ambientes continentales; las asociaciones de trazas fósiles de agua salobre se tipifican por ser monoespecíficas o de baja diversidad y estar constituidas por trazas fósiles marinas diminutas y simples. Además, una comparación de las icnofaunas de agua dulce en la transición fluvio-mareal a lo largo del tiempo geológico revela un notable control evolutivo: mientras que en las icnofaunas del Paleozoico predominan las huellas de pastoreo en un nivel superficial (poco profundas) y rastros de artrópodos, en los ejemplos del post-Paleozoico predominan las trazas fósiles (con relleno en menisco) de estructura de *tier* profunda. Este cambio contribuyó a incrementar significativamente la intensidad de la bioturbación de los depósitos formados en la transición fluvio-mareal. Basándonos en la información aportada por el registro estratigráfico de las icnofaunas de agua dulce, estos cambios a lo largo del tiempo podrían estar relacionados con la revolución lacustre del Mesozoico, un episodio evolutivo que representa una ruptura para la biota de agua dulce. El aumento en profundidad y extensión de la bioturbación eliminó las trazas fósiles poco profundas y permitió la sobreimpresión de la icnofauna salobre emplazada previamente, dando como resultado la formación de icnofábricas compuestas.

Abstract

This PhD thesis deals with the stratigraphical, sedimentological and ichnological study of the Tremp Formation (uppermost Cretaceous-Paleogene) at the northeast of the Tremp-Graus Basin (South-Central Pyrenees), and its main objectives are:

- Establish the age of the Tremp Formation deposits and precise the localization of the K/Pg boundary.
- Reconstruct the paleoenvironments of the Upper Cretaceous and Paleogene (Tremp Formation) in the studied area.
- Perform the ichnological characterization of the Lower Red Unit of the Tremp Formation in order to identify areas affected by different environmental conditions.
- Establish the sedimentological and ichnological criteria for the recognition of the transitional area between marine to continental environments, in particular, the zone known as fluvial-tidal transition.
- Analyse various case studies of the fluvial-tidal transition to evaluate the local or global nature of the ichnological and sedimentological record of this environment.
- Perform a general stratigraphic correlation between the studied deposits and those outcropping at the western area of the basin.

This PhD document has been organised in an article format. The majority of the results are presented as articles. These articles constitute the main part of the PhD thesis, which ends with an integrated discussion and the general conclusions achieved. Some of the main results of this PhD thesis are synthesize below.

Sedimentological and biostratigraphic characterization of the Tremp Formation (Maastrichtian pp.- Danian pp.)

The deposits of the Tremp Formation, including the Grey Unit, the Lower Red Unit (also known as “redbeds” or “garumn”) and the Suterranya Limestone, are studied. The deduced sedimentary environments for the Grey Unit and the Suterranya Limestone, lagoonal and coastal lake environments, respectively, agree with those proposed by previous authors. However, a new sedimentary setting is proposed for the Lower Red Unit, which according with the analysis of our data was deposited in the tide-influenced meandering channels and the overbank mudflats of a tide-dominated delta, in contrast to previous interpretations, which considered this unit as deposited in a fluvial setting. This new interpretation is based on the presence of inclined heterolithic stratification (IHS) in point bar deposits, along with flaser and lenticular bedding, and the presence of *in situ* marine fossils, including those of planktonic foraminifera, and of authigenic glauconite. These foraminifera were transported as a suspended load, from the open sea to meandering channels on flood tides. However, it cannot be ruled out that they were blown in on the wind or arrived with storm currents as well. Their associated biostratigraphy suggests a Maastrichtian age for the Grey Unit and Lower Red Unit, and a late Danian age for the Suterranya Limestone. There is a significant hiatus between the latter and the former units that covers most of the Danian, and presumably includes the Cretaceous/Paleogene boundary. These new paleoenvironmental and biostratigraphic data correlate the lower Tremp Formation with the

Upper Cretaceous-Lower Paleogene marine deposits outcropping to the west in the South-Central Pyrenees.

Ichnological characterization of the Lower Red Unit (Trempe Formation)

The Lower Red Unit contains an ichnofauna consisting of *Taenidium barretti*, *Taenidium bowni*, *Loloichnus* isp., *Arenicolites* isp., *Planolites* isp., and *Palaeophycus* isp. This ichnofauna is observed in deposits formed in tide-influenced meander loops and their associated overbank mudflats. Evaluation of the taphonomic controls on the Trempe Fm ichnofauna shows that: (1) two morphotypes of *Taenidium barretti* are controlled by the substrate consistence; (2) *Arenicolites* may be enlarged by erosion processes; and (3) it is discarded that *Taenidium barretti* and *Planolites* isp. are the same ichnotaxa showing different types of preservation. The meniscate fill in *Taenidium barretti* suggests that this structure was produced by deposit feeders. The Trempe ichnofauna is grouped into two trace-fossil assemblages, a depauperate subaquatic monospecific *Planolites* suite and an assemblage representing the *Scoyenia* Ichnofacies. Trace-fossil distribution reflects paleoenvironmental changes in the meandering channels along the stratigraphic section with the *Planolites* suite in the lowermost part of the lower interval and the *Scoyenia* Ichnofacies in the middle and upper intervals. The lowermost suite was likely formed seaward of the maximum salinity limit, under extreme brackish-water conditions, whereas the *Scoyenia* Ichnofacies records a freshwater assemblage that was formed landward of the maximum salinity limit, reflecting deltaic progradation.

Ichnology of the fluvial-tidal transition: a model of global application

Ichnological and sedimentological data reveal the complexity of the fluvial-tidal transition in terms of the interaction of riverine and marine processes and changes in the salinity conditions. The ichnofaunas of the fluvial-tidal transition are mainly controlled by the salinity limit that separates two environmental zones: seaward of this limit brackish-water ichnofaunas occur, whereas landward terrestrial/freshwater ichnofaunas are present. The ichnology of the fluvial-tidal transition is summarized based on a series of case studies, spanning the Carboniferous to the Miocene. Freshwater trace-fossil assemblages are widespread in the fluvial-tidal setting and are characterized by moderate to relatively high diversity of surface trails and meniscate trace fossils typically present in continental environments. Brackish-water trace-fossil assemblages are typified by common monospecific to low-diversity suites of diminutive simple marine trace fossils. In addition, a comparison of freshwater ichnofaunas at the fluvial-tidal transition through time reveals a remarkable evolutionary control: whereas Paleozoic ichnofaunas are dominated by shallow-tier grazing trails and arthropod trackways, post-Paleozoic examples are dominated by deeper-tier meniscate trace fossils, which significantly contributed to a remarkable increase in intensity of bioturbation of deposits formed in fluvial-tidal transition. Based on information from the stratigraphic record of freshwater ichnofaunas, these changes through time could be linked to the Mesozoic Lacustrine revolution, an evolutionary event representing a breakthrough for freshwater biotas. The increase in depth and extent of bioturbation obliterated shallow-tier traces and allowed overprinting of previously emplaced brackish-water suites, resulting in the formation of composite ichnofabrics.

1

Introducción

Este trabajo se ha desarrollado en la zona sur-pirenaica central, en el sinclinal de Tremp o Cuenca de Tremp-Graus, e incluye el estudio de las tres unidades inferiores de la Formación Tremp, la Unidad Gris, la Unidad Roja Inferior y la Unidad Caliza de Sutranya. En estas unidades estratigráficas se registra la transición marino-continental que tuvo lugar durante el Cretácico Superior-Paleógeno, caracterizada por el predominio de “*redbeds*” que se depositaron en una zona de transición fluvio-mareal.

El estudio de los depósitos de las zonas de transición marino-continental es un tema recurrente en la bibliografía de la última década, tanto en el registro fósil (p.ej., Rebata *et al.*, 2006a, 2006b; Hovikoski *et al.*, 2008a, 2008b; Sisulak y Dashtgard, 2012), como en ejemplos actuales (p.ej., Dashtgard *et al.*, 2012; Martin, 2013; Johnson y Dashtgard, 2014). Sin embargo, en el registro resulta difícil precisar su extensión espacial, reconocer su zonación, los procesos sedimentarios que tienen lugar y las variaciones en su contenido faunístico e icnológico así como los factores que las controlan. Una de las zonas de transición marino-continental que más interés suscita es la zona de transición fluvio-mareal de estuarios y deltas (**Fig. 1.1**). Esta es una zona que puede alcanzar cientos de kilómetros tierra adentro en ríos localizados en planicies costeras de bajo gradiente topográfico y que, en ríos como el Amazonas, puede alcanzar hasta 800 km (Dalrymple *et al.*, 2015). Algunas de estas cuestiones han sido discutidas en un volumen publicado por Elsevier a finales de 2015 y dedicado a la zona de transición fluvio-mareal “*Fluvial-Tidal Sedimentology*” editado por P.J. Ashworth, J.L. Best y D.R. Parsons, aunque es remarcable que la mayor parte de los autores

del volumen enfatizan la necesidad de continuar con las investigaciones para sacar conclusiones definitivas. Además, es de destacar el interés económico que han suscitado los depósitos de la zona de transición fluvio-mareal, desde que en ellos se han descubierto grandes reservas de hidrocarburos, por ejemplo en la *Mc Murray Formation* de Alberta (Canadá) descrita por Pemberton *et al.* (2001).

En el pasado, los depósitos que hoy en día consideramos propios de ambientes de transición marino-continental eran con frecuencia simplificados e interpretados como de ambientes continentales o marinos, pero en realidad los depósitos de ambientes de transición conllevan controles y procesos sedimentarios mixtos, es decir, de ambos tipos de ambientes. Algunos de estos procesos pueden ser dominantes y enmascarar la señal dejada por aquéllos subordinados o con menos potencial de preservación. Otro proceso que puede enmascarar gran parte de las estructuras sedimentarias primarias es la bioturbación que en estos ambientes de transición puede llegar a ser muy intensa. Un aspecto que facilitaría la interpretación de depósitos de una zona de transición sería la presencia en el registro geológico de fósiles de afinidad continental y marina. Sin embargo, si el registro es de naturaleza detrítico los fósiles podrían ser reelaborados. La incertidumbre sobre el carácter *in situ* o *ex situ* de los fósiles (*sensu* Fernández López, 1991), hace difícil su uso para la interpretación paleoambiental. Esta cuestión puede ser resuelta mediante un estudio petrográfico-tafonómico que unido al análisis de facies permite inferir implicaciones ambientales como, por ejemplo, el papel de las corrientes de marea en el transporte hacia el continente de especímenes mari-

Imagen modificada de Buatois et al. (1997) y Dalrymple y Choi (2007)

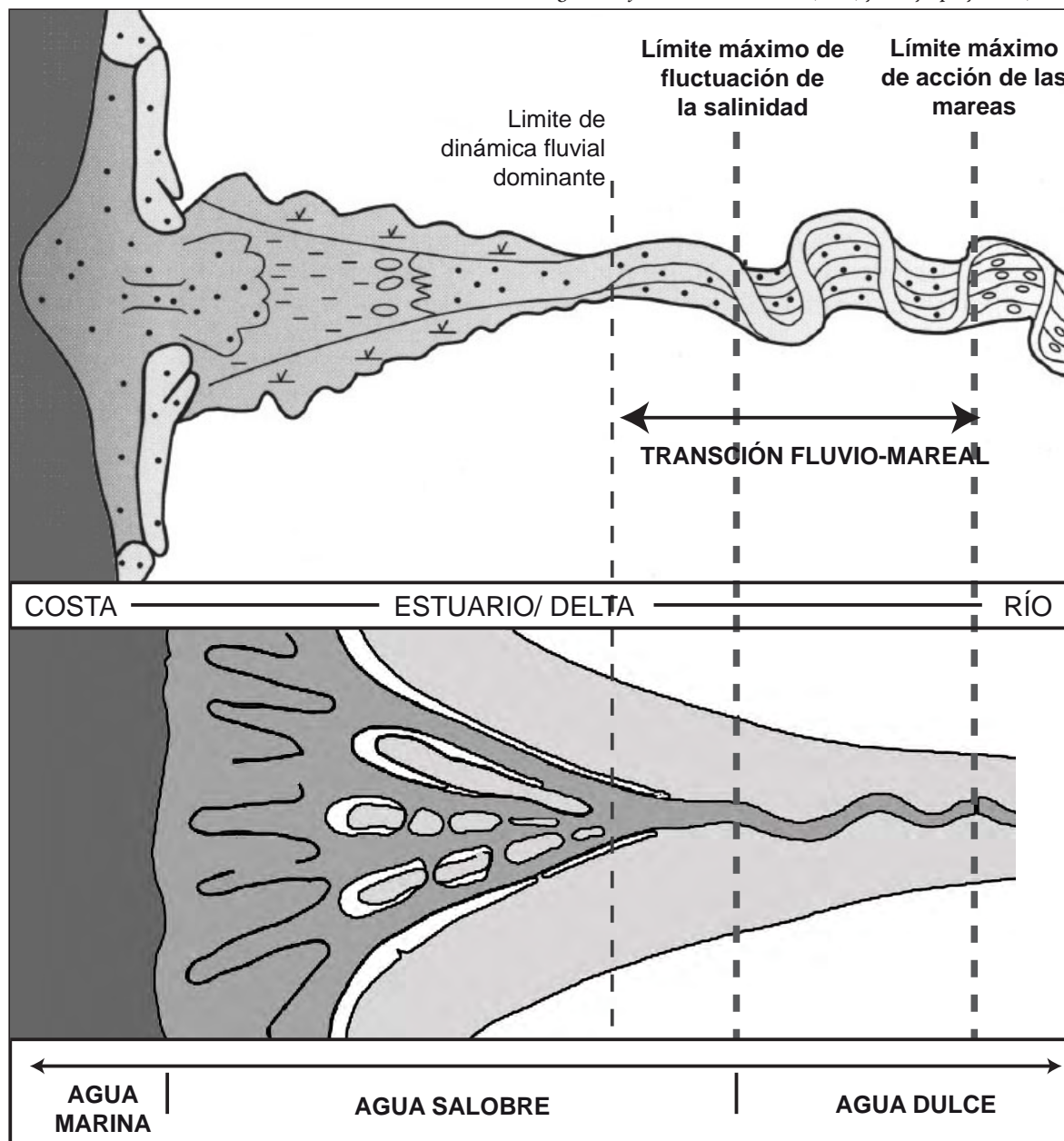


Figura 1.1 Esquema idealizado de la zona de transición fluvio-mareal, en un estuario (arriba) y en un delta (abajo). La zona de transición fluvio-mareal refleja una combinación de procesos fluviales y mareales. Queda definida aguas arriba por el límite de influencia de las mareas y aguas abajo por el límite a partir del cual, deja de dominar la dinámica fluvial (Dalrymple y Choi, 2007). Las fluctuaciones en la salinidad hacen que en la transición fluvio-mareal queden áreas bajo condiciones de agua dulce y salobre. Estos cambios son un factor ecológico muy importante que va a condicionar la habitabilidad, así como el comportamiento de los organismos (ver capítulo 8).

nos, tal y como se observa en ambientes de transición actuales (p.ej., Murray *et al.*, 1982).

Una herramienta fundamental para el estudio de los depósitos de la zona de transición marino-continental es la Icnología, principalmente por dos aspectos. El primero es la estrecha relación de las trazas fósiles con el sustrato donde fueron producidas, es decir, no suelen ser reelaboradas y, cuando excepcionalmente

lo son, no pasan desapercibidas. Por otro lado, los organismos productores de trazas son muy sensibles a los cambios de salinidad (Remane y Schlieper, 1971) y la salinidad en los ambientes de transición puede ser altamente variable (p.ej., Dörjes y Howard, 1975). Bajo tales condiciones, como estrategia adaptativa, los organismos son mayoritariamente bentónicos y éstos son los principales productores de trazas. La salinidad y su fluctuación controlan parámetros ic-

nológicos como la icnodiversidad, la intensidad de bioturbación y el tipo y tamaño de las trazas (p.ej. Pemberton y Wightman, 1992; MacEachern y Pemberton, 1994; Buatois *et al.*, 1997; Mángano y Buatois, 2004; MacEachern y Gingras, 2007; Carmona *et al.*, 2009). Así, con la integración de la Icnología al compendio de datos sedimentológicos y paleontológicos es posible la diferenciación de sub-ambientes dentro de la zona de transición (**Fig. 1.1**).

En esta Tesis Doctoral, se documenta el estudio sedimentológico, petrográfico, micropaleontológico e icnológico que se ha llevado a cabo en los depósitos

de la Formación Tresp con el objetivo de ofrecer una reconstrucción detallada de los ambientes sedimentarios de la transición marino-continental registrada. Además se ha realizado un estudio de foraminíferos planctónicos que ha permitido la datación precisa de la sucesión estratigráfica y su integración en el marco sedimentario de la zona sur-pirenaica central. Por último, se presenta un modelo icno-sedimentológico para la zona de transición fluvio-mareal, donde se habrían formado los depósitos principales de la Formación Tresp y se evalúa su repetitividad a lo largo del tiempo geológico y su uso como modelo general.

2

La zona de estudio

En este capítulo se expone el contexto geológico de la zona de estudio, desde un punto de vista lito- y cro-
noestratigráfico, en el marco geológico regional de la
Unidad Sur-pirenaica Central y en el marco específi-
co del sinclinal de Tremp.

2.1. Contexto geológico regional

La zona elegida para este estudio se localiza en el Pre-
Pirineo Catalán, que forma parte de la Unidad Sur-
pirenaica Central, USC, (**Fig. 2.1**). La USC es una
unidad estructural de los Pirineos, formada por un
cinturón de pliegues y cabalgamientos alpinos de ver-

Modificado de Ardèvol et al. (2000)

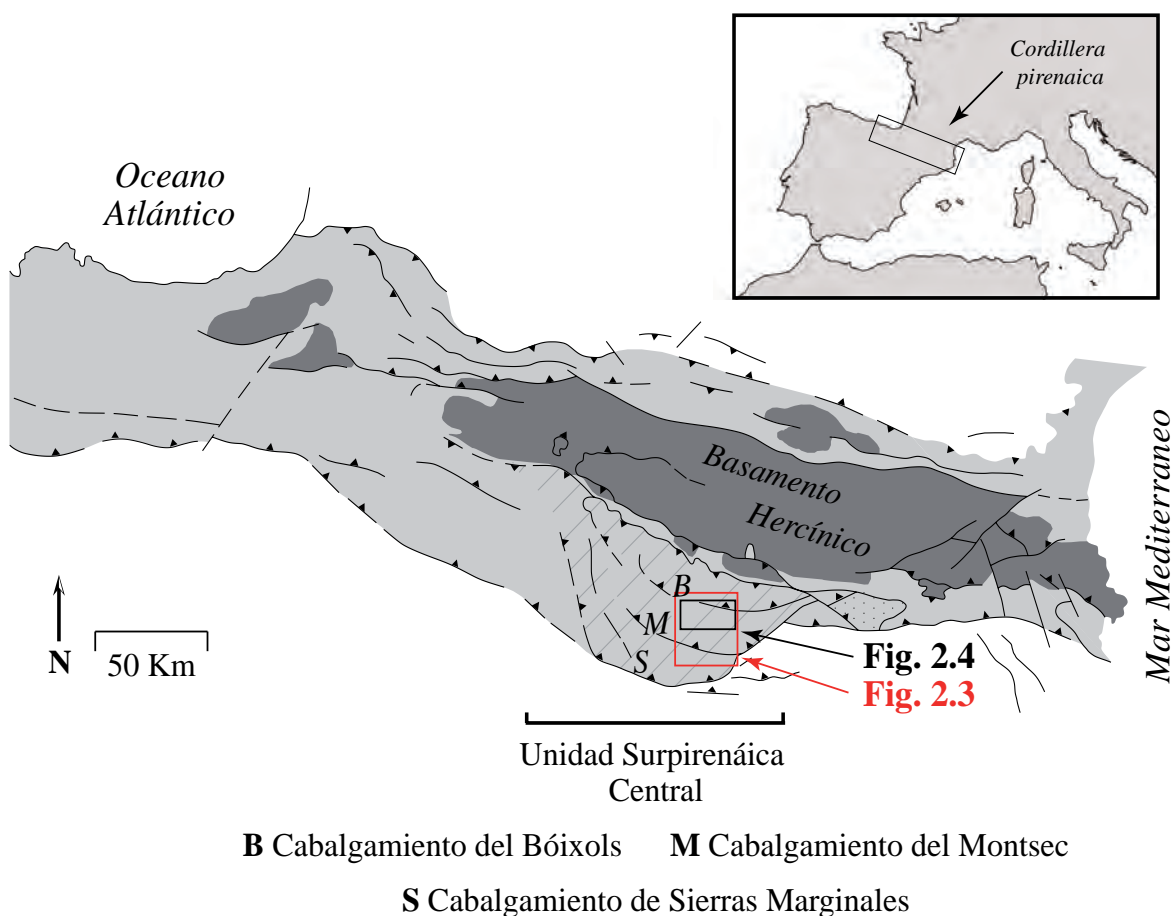


Figura 2.1 Localización de la zona de estudio en la Unidad Sur-pirenaica Central (USC) de los Pirineos. El área de estudio forma parte de la lámina cabalgante del Montsec.

gencia sur desarrollados desde el final del Cretácico hasta el comienzo del Mioceno (ver Martín-Chivelet *et al.*, 2002 y las referencias citadas en el mismo). Incluye materiales mesozoico-cenozoicos que constituyen la cobertera del basamento hercínico o zona axial del Pirineo (p.ej., Muñoz, 1992) (**Fig. 2.1**). La USC está localizada entre las alineaciones estructurales de los ríos Segre al este y Cinca al oeste, las cuales delimitan el final del cinturón de pliegues y cabalgamientos a través de rampas laterales y fallas en dirección (p.ej., Barnolas y Pujalte, 2004). Estructuralmente, está organizada en tres láminas o unidades cabalgantes emplazadas (“*grosso modo*”) en secuencia *piggy-back*, de orientación este-oeste y que se conocen de norte a sur como: Bóixols, Montsec y Sierras Marginales (p.ej. Ardèvol *et al.*, 2000; Beaumont *et al.*, 2000, **Fig. 2.1**). Cada una de las láminas presenta, a grandes rasgos,

un cabalgamiento frontal seguido de una estructura sinclinal (p.ej., Cámara y Klimowitz, 1985; Vergés y Muñoz, 1990). Estas estructuras controlaron la sedimentación desde el Santoniense Superior (Puigdefàbregas *et al.*, 1992), con el desarrollo de una cuenca de antepaís orientada este-oeste (**Fig. 2.2**).

En el Santoniense Superior, el movimiento de la placa Ibérica culminó su rotación antihoraria con el inicio de la compresión pirenaica (p.ej., Berastegui *et al.*, 2010, **Fig. 2.2**) lo que supuso el inicio de la inversión tectónica en el área de la USC. Esta inversión, que con distintos pulsos alcanzó hasta el Oligoceno, reactivó en forma de cabalgamientos fallas extensionales y en dirección que habían funcionado desde el Jurásico (**Fig. 2.2**). En términos sedimentológicos en el dominio de la USC, durante el Santoniense se

Imágenes (a) y (c) tomadas de Berástegui *et al.* (2010); Imágenes (b) y (d) tomadas de Ardèvol y Gutmanis (2014)

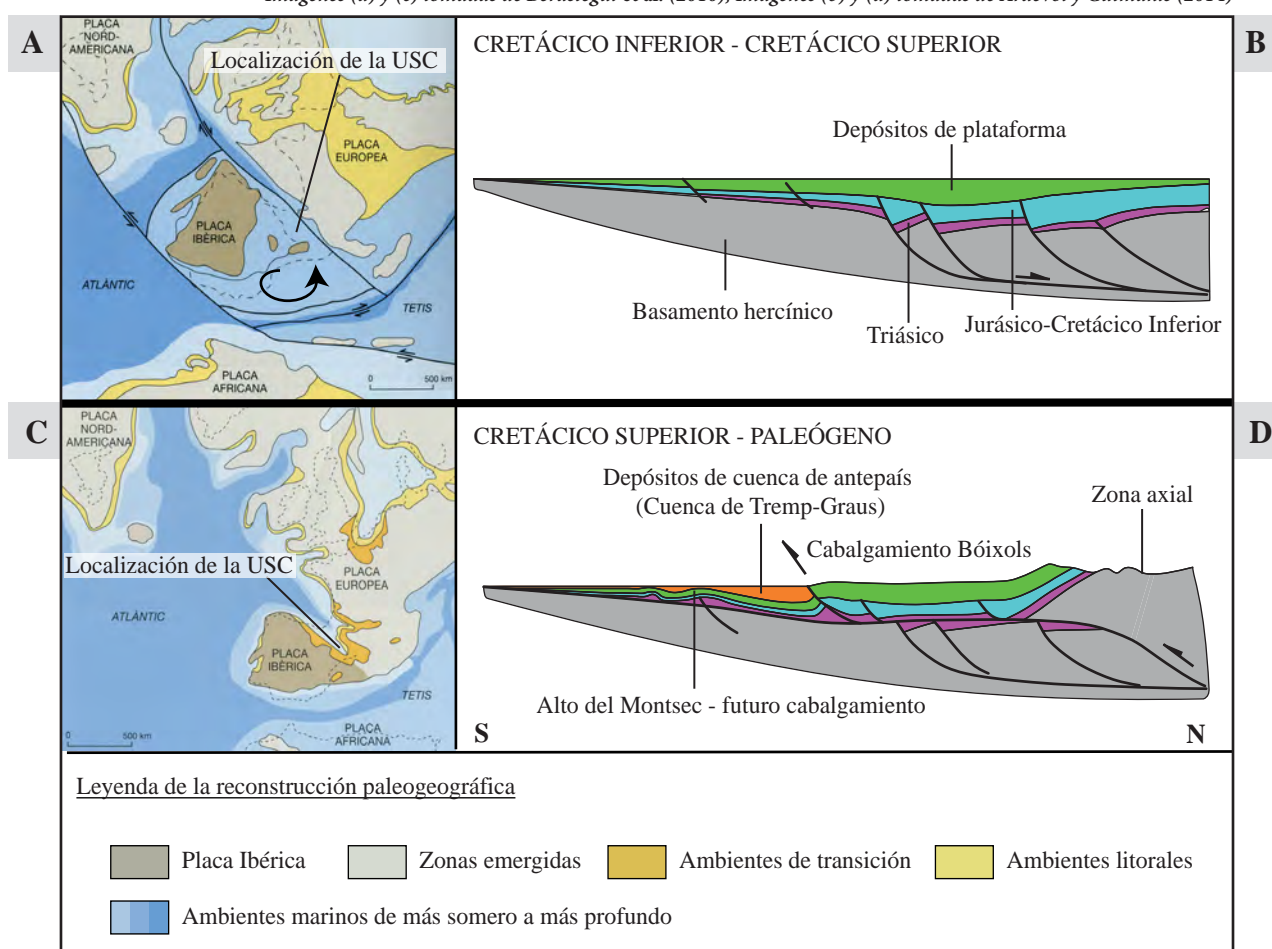


Figura 2.2 Paleogeografía y evolución estructural de la Unidad Sur-pirenaica Central. a) Hasta el Santoniense Superior la USC estuvo dominada por ambientes de plataforma marina. b) El desarrollo de las plataformas estuvo controlado por fallas extensionales en un contexto de tectónica extensiva. c) Durante el final del Cretácico Superior comenzó la compresión entre las placas Ibérica y Europea y se desarrolló la cuenca de antepaís sur-pirenaica (Cret. terminal-Paleoc. inf.) que contiene un relleno sedimentario de ambientes más proximales; esta cuenca en la USC recibe el nombre de Cuenca de Tresp-Gaus. d) La Cuenca de Tresp-Gaus estuvo controlada, principalmente, por la estructura de Bóixols.

Imagen cortesía de Enric Vicens

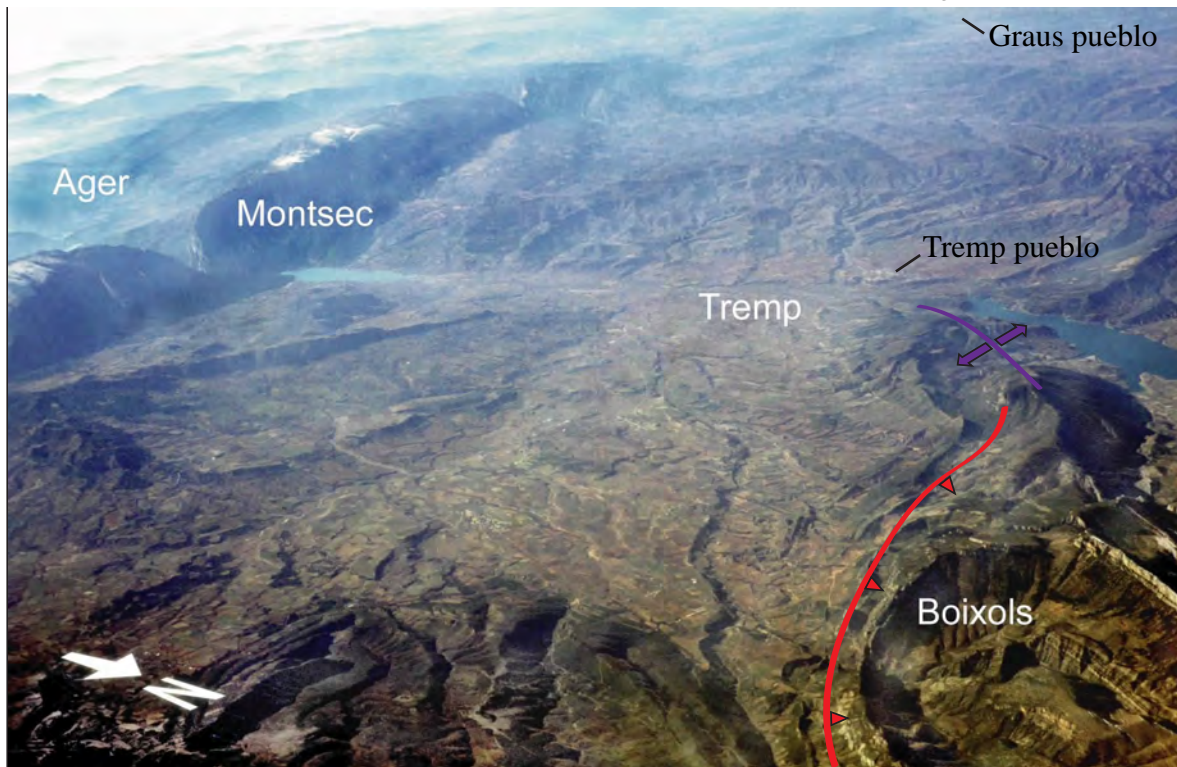


Figura 2.3 Cuenca de Tresp-Graus. La cuenca está estructurada en un sinclinal de dirección este-oeste y formada por depósitos de edad Cretácico Superior-Paleógeno. En la foto se observan los límites norte y sur de la cuenca que son, respectivamente, la estructura de Bóixols y la estructura de Montsec. El límite meridional de la estructura de Bóixols se expresa como un cabalgamiento hacia el este (en rojo) y como un anticlinal hacia el oeste, el anticlinal de San Corneli (en morado). Más hacia el sur, se observa el sinclinal o cuenca de Ager formando parte de la lámina cabalgante de Sierras Marginales, la unidad más externa de la USC. Ver localización en la figura 2.1.

desarrollaron plataformas carbonáticas marinas que progresivamente fueron sustituidas por sistemas detríticos, deltaico-estuarinos, que rellenaron la cuenca de antepaís (Baceta *et al.*, 2004). En la cuenca de antepaís orientada este-oeste, se desarrollaron ambientes marinos profundos hacia el oeste y una transición de ambientes marinos someros a continentales hacia el este (Baceta *et al.*, 2004) (Fig. 2.2). La sedimentación en estos ambientes se vio condicionada por la presencia de un relieve emergido en el norte, proto-Pirineos (p.ej., Baceta *et al.*, 2004) y de pequeños relieves en el sur, macizo del Ebro (p.ej., Rosell *et al.*, 2001).

La zona de estudio está localizada en la zona oriental de la cuenca de antepaís, registrando los depósitos más proximales de la misma. Esta parte de la cuenca de antepaís se conoce como Cuenca de Tresp-Graus (Fig. 2.3) y su evolución sedimentaria estuvo controlada por el emplazamiento de la lámina cabalgante de Bóixols (Puigdefàbregas *et al.*, 1992). La Cuenca de Tresp-Graus está estructurada en un sinclinal de dirección aproximada este-oeste limitado al sur

por el cabalgamiento del Montsec y al norte por el cabalgamiento de Bóixols y por el anticlinal de Sant Corneli que supone, en parte, la expresión ciega del cabalgamiento de Bóixols (Fig. 2.3). Este sinclinal se conoce como sinclinal de Tresp-Graus y en él afloran materiales de edad Cretácico Superior-Paleoceno en forma de dos conjuntos litológicos principales, la Formación Arén y la Formación Tresp, cuyo contacto es visible en los flancos (Fig. 2.4).

2.2. El flanco norte del sinclinal de Tresp: Las formaciones Arén y Tresp

La presente Tesis Doctoral se ha realizado en el flanco norte del sinclinal de Tresp (Fig. 2.4). Los afloramientos estudiados corresponden a la parte inferior de la Formación Tresp, la cual se sitúa por encima de la Formación Arén (ambas definidas por Mey *et al.*, 1968).

La Formación Arén está constituida por depósitos clásticos marinos someros. Estos materiales se depo-

sitaron coetáneamente a la formación del anticlinal de Sant Corneli, lo cual condicionó las discordancias progresivas y cambios laterales de facies que se observan en estos depósitos (Garrido-Megias, 1973; Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Simó, 1986; Deramond *et al.*, 1993; Bond y McClay, 1995; Arbués *et al.*, 1996; Guillaume *et al.*, 2008; Shackleton *et al.*, 2011). Según Libeau (1973) el anticlinal de Sant Corneli supuso un alto topográfico durante el Cretácico Superior y pudo haber estado emergido como una península o isla. Recientemente, basándose en el análisis de la procedencia de los componentes de los depósitos, se ha interpretado que además existiría un alto topográfico localizado en el sur, el alto del Montsec, (Gómez-Gras *et al.*, 2016). La parte superior de la Formación Arén ha sido interpretada como depósitos fluvio-deltaicos (Ardèvol *et al.*, 2000) y alternativamente como un sistema litoral con ambientes de isla barrera-lagoon (Díaz-Molina *et al.*, 2007). La Formación Arén (Fig. 2.5) muestra una tendencia progradante hacia el noroeste y pasa lateral- y verticalmente a los depósitos de lagoon o estuarinos y a los depósitos continentales de la parte inferior de la Formación Tremp (Nagtegaal *et al.*, 1983; Eichenseer y Krauss, 1985; Willems, 1985; Díaz-Molina, 1987; Eichenseer, 1987; Krauss, 1991; Ardèvol *et al.*, 2000; Díaz-Molina *et al.*, 2007; Riera *et al.*, 2009).

La Formación Tremp es también referida en la bibliografía como Grupo Tremp (Cuevas, 1992) y Garumniense (Leymerie, 1862). Asimismo es común referirse a la Formación Tremp, en términos litológicos, como “redbeds” por el color rojizo de gran parte de sus depósitos (p.ej., Díez-Canseco *et al.*, 2014). En esta misma línea, también se ha usado el término facies “garumn”, ya que sus depósitos están formados mayoritariamente por facies lutíticas rojizas que recubren las unidades marinas o litorales del Cretácico Superior (p.ej., Baceta *et al.*, 2004). Las facies garumn se reconocen a lo largo del suroeste europeo (Leymerie, 1862), y particularmente en el Pirineo meridional, donde afloran desde la costa mediterránea hasta Navarra (Baceta *et al.*, 2004). Algunos sectores pirenaicos donde se observan los mayores espesores son la lámina cabalgante de Sierras Marginales (área de Ager) o las láminas cabalgantes de la zona sur-pire-

naica oriental, Pedraforca (area de Vallcebre) y Cadí (Baceta *et al.*, 2004). Sin embargo, las facies garumn alcanzan sus mayores espesores como Formación Tremp en la USC, particularmente en el sinclinal de Tremp (Rosell *et al.*, 2001; López-Martínez *et al.*, 2006).

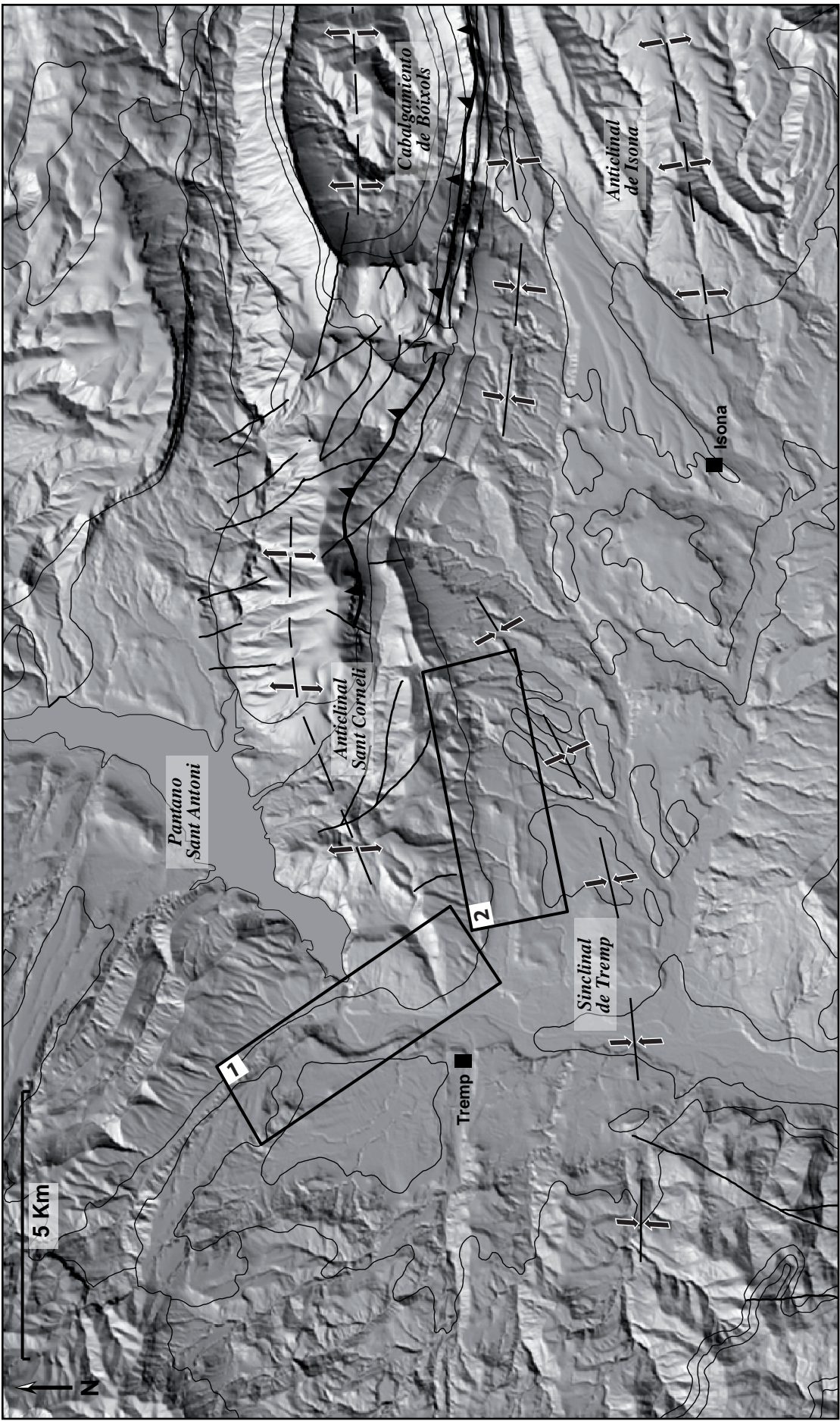
La Formación Tremp está constituida por depósitos margosos multicolor y subordinados depósitos de areniscas, conglomerados y calizas (Figs. 2.4 y 2.5). La Formación se divide en cuatro unidades litológicas: Unidad Gris, Unidad Roja Inferior, Unidad Caliza de Suterranya y Unidad Roja Superior (Rosell *et al.*, 2001; Riera *et al.*, 2009). En este trabajo se han estudiado las tres primeras unidades (Figs. 2.4 y 2.5). Estas unidades se conocen también en la zona como la Formación la Posa o Unidad 1 (Unidad Gris), Formaciones Conques y Talarn o Unidad 2 (Unidad Roja Inferior) y Formación Suterranya o Unidad 3 (Cuevas, 1992; Pujalte-Navarro y Schmitz, 2005; López-Martínez *et al.*, 2006).

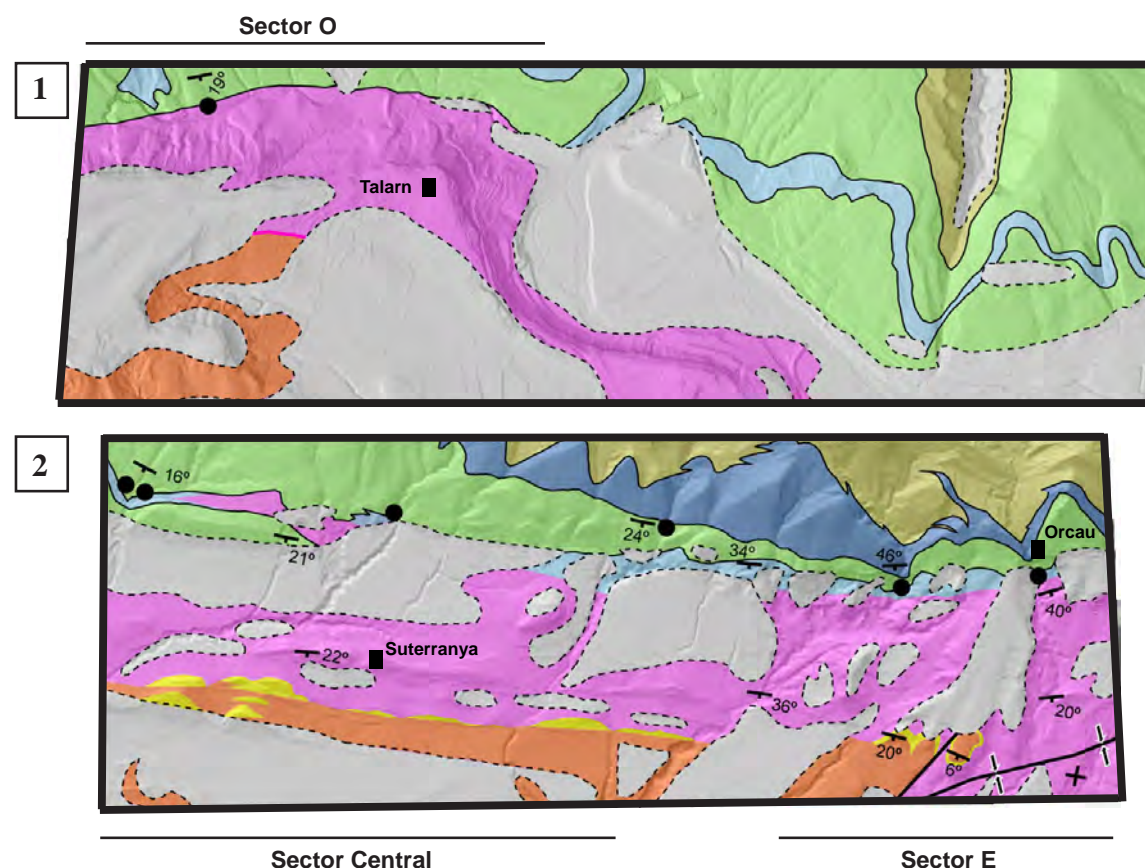
La Unidad Gris está formada por margas grisáceas con abundantes nódulos edáficos, e intercalaciones de carbón, caliza y arenisca, interpretadas como facies de lagoon o estuarinas (Rosell, 1965; Nagtegaal *et al.*, 1983; Cuevas, 1992; Rosell *et al.*, 2001; Riera *et al.*, 2009). Liebau (1973) describió en esta unidad varios grupos taxonómicos asociados con ambientes marinos y continentales. Su listado faunístico incluye carofitas, foraminíferos, moluscos, ostrácodos, rudistas, corales y vertebrados.

La Unidad Roja Inferior está formada por depósitos margosos rojizos, ocre y violáceos intercalados con areniscas y conglomerados, que se han interpretado como sistemas fluviales (Cuevas, 1992; Rosell *et al.*, 2001; Riera *et al.*, 2009). Los depósitos margosos suelen presentar “mottling” y un abundante registro de trazas fósiles de invertebrados. Además, los depósitos de la Unidad Gris y de la Unidad Roja Inferior contienen huesos y huellas de dinosaurios y albergan yacimientos mundialmente conocidos de hadrosaurios y saurópodos (ver López-Martínez *et al.*, 2001; Riera *et al.*, 2009; Vila *et al.*, 2012).

Figura 2.4 Cartografía del sector nororiental del sinclinal de Tremp (derecha). En la página siguiente, se muestran las dos cartografías de detalle indicadas con los números 1 y 2. En ellas se localizan, con puntos negros, la base de las columnas estratigráficas realizadas (ver Anexo 1). Ver localización en la figura 2.1.

Cartografía realizada a partir de los geodatos del ICGC (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya) y CNIG (Centro Nacional de Información Geográfica) y modificada y completada con datos de campo





Leyenda	
	Cabalgamiento principal
	Falla
	Anticlinal
	Sinclinal
	Pueblo principal
	Base de columnas estratigráficas (Fig. 2.5)
Litologías y edad en cartografía a gran escala	
	Cuaternario
	Conglomerados - Oligoceno
	Margas y yesos - Eoceno (en naranja calizas con alveolina)
	Facies "garum" - Maastrichtiense-Paleoceno
	Margas y areniscas - Campaniense
	Calizas y turbiditas - Santoniense
	Calizas - Coniaciense
	Margas - Turoniense
	Calizas - Cenomaniense
	Cretácico Inferior
Litologías y Unidades en las cartografías de detalle 1 y 2	
	Horizonte edáfico
	Lutitas y areniscas: Unidad Roja Superior (Fm Tremp)
	Calizas: Unidad Caliza de Suterranya (Fm Tremp)
	Lutitas margo-arenosas y subordinadas areniscas y conglomerados: Unidad Roja Inferior (Fm Tremp)
	Margas grises: Unidad Gris (Fm Tremp)
	Areniscas: techo de Fm Aren
	Margas intercaladas con areniscas: Fm Aren
	Margas: Fm Aren

El techo de la sucesión estratigráfica estudiada está representado por la Unidad Caliza de Suterranya (Fig. 2.5). Esta unidad está constituida por calizas y margas con rasgos edáficos y con fósiles tales como carofitas, moluscos, ostrácodos y foraminíferos. Ha sido interpretada como depositada en lagos o lagunas costeras en condiciones salobres y de agua dulce

(López-Martínez *et al.*, 2006). La Unidad Caliza de Suterranya es discontinua, desapareciendo hacia el noroeste (sector oeste, Fig. 2.4). En el sector oeste, en una posición equivalente, aflora un paleosuelo rosáceo con abundantes nódulos de carbonato (Fig. 2.5).

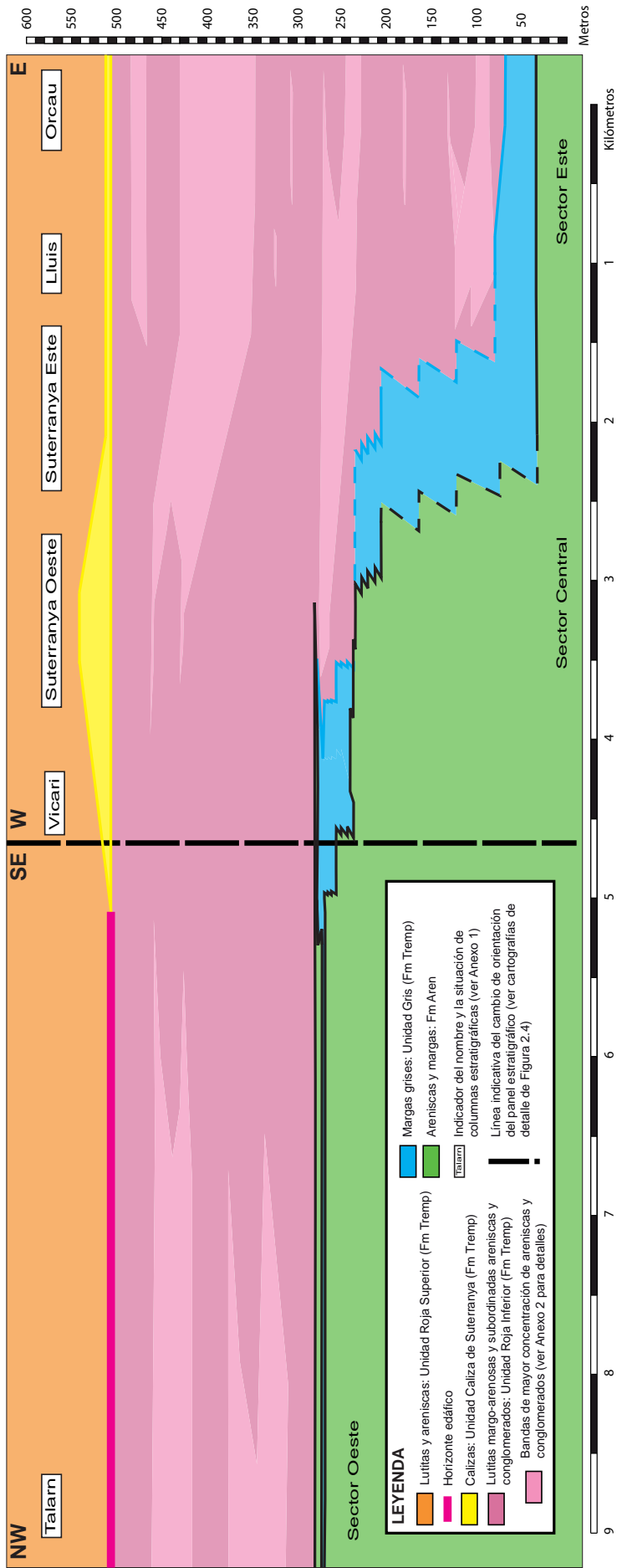


Figura 2.5 Panel estratigráfico del área de estudio (ver Anexo 2 para la versión completa). El panel incluye las dos zonas mostradas en detalle en la figura 2.4. Se aprecia la progradación general del sistema en su conjunto hacia el oeste-noroeste, donde habría estado situada la línea de costa.

2.3 La edad de los depósitos y el límite K/Pg

Las dataciones de la Formación Tresp y de la parte superior de la Formación Aren interestratificada con ésta, han sido siempre problemáticas por la escasez de marcadores bioestratigráficos y por los frecuentes y complejos cambios laterales de facies (López-Martínez *et al.*, 2006). A partir de los datos paleontológicos disponibles y de la arquitectura deposicional de las formaciones Tresp y Arén, los depósitos del Cretácico Superior-Paleoceno del flanco norte del sinclinal de Tresp habrían sido depositados desde el final del Campaniense hasta el Daniense (Ardèvol *et al.*, 2000; López-Martínez *et al.*, 2001). Esta edad es coincidente con aquélla obtenida por Vicens *et al.* (2004) para la Unidad Gris de la Formación Tresp y para las facies similares de la Formación Arén, a partir de rudistas. Sin embargo, una edad Maastrichtiense ha sido asignada por otros autores, basándose en carofitas (Feist y Colombo, 1983; Villalva-Breva y Martín-Closas, 2013) y en polen (Porta *et al.*, 1985; Médus *et al.*, 1988). Coincidentemente, los yacimientos de dinosaurios de la Formación Arén en la parte occidental del sinclinal de Tresp han sido correlacionados, con depósitos con foraminíferos planctónicos asignados a la Biozona *Abathomphalus mayaroensis* (Maastrichtiense). Por otro lado, una edad Matrichtiense ha sido también inferida para los depósitos de la Unidad Gris a partir de correlaciones magnetoestratigráficas

incluyendo los datos de la parte occidental del sinclinal de Tresp (Oms *et al.*, 2007; Vila *et al.*, 2012).

La correlación estratigráfica de la Unidad Caliza de Suterranya con los depósitos de las plataformas marinas de la parte occidental del sinclinal de Tresp, ha permitido asignar una edad Daniense a esta unidad (López-Martínez *et al.*, 2006). Esta edad es coincidente con la edad sugerida para las unidades carbonáticas equivalentes en el flanco sur del sinclinal de Tresp, basada en carofitas (Masriera y Ullastre, 1990). Sin embargo, la correlación entre los distintos litosomas de calizas es complicada debido, por un lado, a la discontinuidad de sus afloramientos y, por otro, a su bajo contenido fósil. Así, diferentes capas de caliza de esta unidad, aflorantes en diferentes regiones del sinclinal de Tresp, han sido asignadas a distintas edades; por ejemplo Maastrichtiense (Díaz-Molina, 1987) o Thanetiense (Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre, 1983).

En lo referente al límite K/Pg, éste estaría localizado hacia el techo de las secciones estratigráficas estudiadas; aunque no hay un acuerdo en su posición precisa. Algunos autores lo localizan en el techo de la Unidad Roja Inferior (Eichenseer, 1987; Rosell *et al.*, 2001) mientras que otros autores lo localizan por encima de la Unidad Caliza de Suterranya (p.ej., Masriera y Ullastre, 1983).

3

La Icnología como herramienta para la reconstrucción paleoambiental

Entre las perturbaciones ambientales que tienen lugar en la zona de transición marino-continental hay que destacar los cambios en salinidad y las fluctuaciones en la descarga de sedimento, que afectan a los organismos productores de trazas fósiles (p.ej., Pemberton y Wightman, 1992; MacEachern y Pemberton, 1994; Buatois *et al.*, 1997; Mángano y Buatois, 2004; MacEachern y Gingras, 2007). Por esta razón hoy en día es frecuente que en los estudios geológicos que tratan sobre ambientes de transición se complementen los datos sedimentológicos con datos del estudio de las trazas fósiles. En este capítulo se hace un resumen del marco conceptual de la Icnología, donde se exponen los aspectos fundamentales para entender por qué es una herramienta clave en la reconstrucción paleoambiental y en particular en la reconstrucción de ambientes sedimentarios localizados en la zona de transición marino-continental.

3.1. La Icnología

La Icnología es una disciplina que trata de los procesos de interacción de los organismos con el sustrato, así como con sus productos, las trazas (Bromley, 1990, 1996; Pemberton *et al.*, 1992a; Buatois y Mángano, 2011). Como trazas se entienden tanto las estructuras individuales de origen biogénico (animal o vegetal), normalmente con formas que dejan ver parte de la morfología del productor (Frey, 1973), como cualquier fábrica sedimentaria que resulte de la manipulación del sustrato por parte de los organismos (p.ej., Buatois y Mángano, 2011). Por esta razón la Icnología se considera como una disciplina a medio camino entre la Paleontología-Biología y la Sedimentología-Estratigrafía, y es incluida dentro de

una u otra de estas ciencias, dependiendo del enfoque de las diferentes escuelas.

3.2. Características de las trazas fósiles

Estructuras biogénicas (Frey y Wheatcroft, 1989) o estructuras etológicas (Pickerill, 1994), son otros nombres con los que se conocen las trazas fósiles. Una estructura biogénica o etológica es definida por estos autores como la evidencia de la actividad o comportamiento de un organismo, con la excepción de la producción de partes de su cuerpo. El esquema que incluye a la mayor parte de las trazas fósiles y que más se utiliza fue propuesto por (Frey, 1973) y modificado por varios autores en años sucesivos (Frey y Pemberton, 1984, 1985; Frey y Wheatcroft, 1989; Pemberton *et al.*, 1992a). Este esquema divide las estructuras biogénicas en estructuras de bioerosión, producidas en un sustrato rígido (p.ej., perforaciones o *borings* en conchas, perforaciones o *borings* en *hardgrounds*) y en estructuras sedimentarias biogénicas, producidas en un sustrato no consolidado. Como estructuras sedimentarias biogénicas, en este esquema se incluyen las bioturbaciones (p.ej., huellas o *tracks*, excavaciones o *burrows*, pistas o *trails*), las estructuras de biodeposición (p.ej., coprolitos, *pellets* fecales) y las estructuras de bioestratificación (p.ej., estromatolitos y estratificación gradada biogénicamente). Por otra parte, como estructuras biogénicas o etológicas, también se consideran otras estructuras relacionadas con la actividad o el comportamiento de un organismo como podrían ser la elaboración de nidos o de telas de araña. Este capítulo se limita a las estructuras de bioerosión y bioturbación, por ser las trazas más popularmente analizadas.

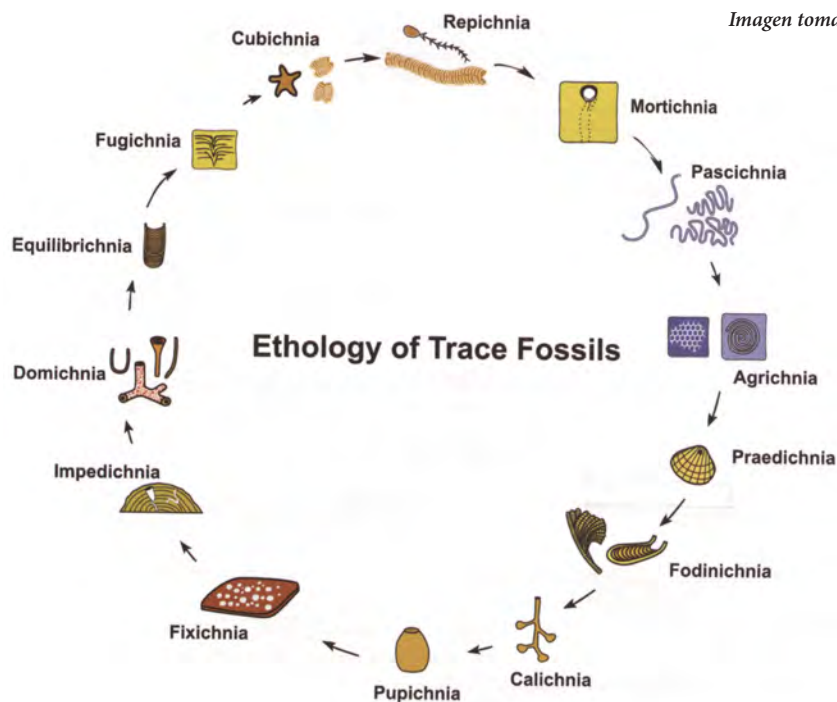


Imagen tomada de Buatois y Mángano (2011)

Figura 3.1 Clasificación etológica de las trazas. Propuesta por Seilacher (1953), está basada en la actividad o comportamiento que refleja la traza: *Repichnia* o traza de locomoción; *Mortichnia* o traza de muerte; *Pascichnia* o traza de pastoreo; *Agrichnia* o traza de cultivo de bacterias o de trampa de microorganismos; *Praedichnia* o traza de depredación; *Fodinichnia* o traza de alimentación; *Calichnia* o traza de anidación; *Pupichnia* o traza de la actividad de realizar una pupa; *Fixichnia* o traza de fijación; *Impedichnia* o traza que muestra la inhibición del crecimiento de un organismo por parte del otro; *Domichnia* o habitación; *Equilibrichnia* o traza de mantenimiento del equilibrio con respecto a la superficie del sustrato; *Fugichnia* o traza de escape y; *Cubichnia* o traza de reposo.

La importancia de la Icnología, así como sus limitaciones en la reconstrucción paleoambiental, derivan tanto de las particularidades de las trazas fósiles o estructuras biogénicas, como de sus diferencias con el resto de fósiles (entendiendo como tal, las partes fosilizadas del cuerpo de organismos). Estas características fueron, en parte, enumeradas por Seilacher (1964) y por Frey (1975) y más tarde completadas como principios icnológicos por Ekdale *et al.* (1984) y Bromley (1990, 1996). Buatois y Mángano (2008, 2011) recopilaron las particularidades de las trazas fósiles en 10 puntos. El análisis de estos puntos permite entender, por un lado, las trazas fósiles y la manera en que se clasifican y, por otro, el tipo de información que de ellas se puede obtener, tanto para la interpretación paleoambiental como paleobiológica. De acuerdo con estos autores las principales características de las trazas son:

1) Representan evidencias de comportamiento. Un ejemplo de comportamiento reflejado en una traza puede ser la locomoción de un gusano, la alimentación de un artrópodo o el reposo de un bivalvo. La esencia del trabajo del icnólogo es descifrar el com-

portamiento de los productores a partir del análisis de la morfología de la señal o traza que dejaron. De esta característica derivarían, teóricamente, todas las inferencias, deducciones e interpretaciones realizadas a partir de estudios icnológicos (Buatois y Mángano, 2011), incluidas éstas que atañen a la reconstrucción paleoambiental. Asimismo esta particularidad de las trazas fósiles es la clave para su clasificación más popular, la clasificación etológica (Seilacher, 1953). A la clasificación etológica clásica le fueron añadidos más comportamientos a raíz de los avances en Icnología (p.ej., Frey, 1973; Ekdale *et al.*, 1984; Ekdale, 1985; Bromley, 1990; Genise y Bown, 1994) y hoy día continúa su ampliación y actualización (p.ej., Genise *et al.*, 2007). Una versión de esta clasificación tal y cómo se maneja actualmente puede verse en la **figura 3.1**.

2) El mismo organismo puede producir más de una traza o icnotaxón. Esta segunda característica es una implicación directa de la primera característica mostrada, y es que un mismo organismo puede tener diferentes etologías. Un ejemplo son los crustáceos, que, dependiendo de la consolidación del sustrato, reforzarán o no sus galerías de habitación. Así, si el

sustrato está muy poco consolidado, producirán trazas del icnogénero *Ophiomorpha* con un refuerzo de granos en los muros de la galería para evitar su derrumbamiento, mientras que producirán *Thalassinoides*, si la consolidación del sustrato es tal, que el mucus es suficiente para estabilizar los muros. En este caso, conociendo estas trazas se podrían inferir aspectos sedimentológicos como la consolidación de un sustrato en el momento de formación de la traza.

3) El mismo icnotaxón puede ser producido por más de un organismo (Fig. 3.2). Esta característica deriva de la convergencia de comportamientos por distintos grupos de organismos. Por ejemplo, la huella de locomoción-alimentación conocida como *Cruziana* es atribuida tanto a trilobites, como a artrópodos que viven en la actualidad. Esta característica conlleva una limitación de la Icnología en cuanto a su capacidad para asociar cada traza con un productor y, en cierta manera, la aleja de la Paleontología-Biología, más centrada en el estudio de los organismos.

4) Múltiples organismos pueden producir una única estructura biogénica. Esta traza se conoce como traza compuesta y refleja el comportamiento de al menos dos grupos de organismos distintos. Esta característica es muy común en el registro de trazas fósiles y muestra cómo una estructura biogénica es abandonada y re-ocupada por otros organismos (Mángano y Buatois, 2011). Del reconocimiento de este tipo de trazas se pueden inferir sucesivos eventos de bioturbación que, en términos de sedimentación, se tradu-



Figura 3.2 *Taenidium* isp. Esta traza meniscada puede ser producida por organismos vermiformes (p.ej., Bradshaw, 1981) y por escarabajos (p.ej., Smith *et al.*, 2008). Puede reflejar etologías tanto de locomoción, *Repichnia*, como de locomoción + alimentación, *Fodinichnia*. Formación Tremp, Cretácico Superior (Lleida).



Figura 3.3 Miriápodo produciendo incipientes *Arenicolites* isp. en la llanura intermareal del estuario de Severn (Inglaterra). *Arenicolites* es una excavación con forma de U, que refleja galerías de habitación o *Domichnia* por parte de un organismo.

ciría en una tasa de sedimentación baja o nula entre los diferentes eventos.

5) Los productores de trazas son comúnmente organismos de cuerpo blando que rara vez quedan preservados (Fig. 3.3). Comúnmente, las partes que fosilizan de los organismos son sus partes “duras” o de mayor contenido en materia inorgánica. Sin embargo, las trazas reflejan el registro, mayoritariamente de organismos infaunales y estos, suelen carecer de partes duras. Utilizar el sustrato como medio de vida es, en sí mismo, una estrategia evolutiva de adaptación a la depredación, a los cambios de salinidad o a la desecación, entre otros, y esto hace que la estrategia “tener partes duras” no sea tan popular entre los organismos infaunales.

6) En muchas ocasiones se preservan en rocas que no tienen otro contenido fósil. Las condiciones que deben darse para la preservación de las trazas fósiles son diferentes de aquéllas que potencian la preservación del fósil del organismo en sí. Entre otros factores la diagénesis, que con frecuencia es “destructiva”, puede sin embargo beneficiar a la preservación de trazas. Un ejemplo son las trazas *Thalassinoides* en el *chalk* Cretácico, las cuales aparecen realizadas por haber sido silicificadas a favor de su distinta textura (p.ej., distinta porosidad) con respecto a la matriz (Fig. 3.4). Esta característica, junto con la anterior, hace que en ocasiones las trazas fósiles sean el único reflejo de la actividad biológica que se conserva en las rocas.



Figura 3.4 Galerías de habitación del icnogénero *Thalassinoides* en los acantilados de Etretait (*chalk* Cretácico, Normandía). Las trazas están silicificadas y resaltan en el afloramiento. La silicificación ha otorgado un mayor potencial de preservación a las trazas con respecto al sustrato que las alberga.

7) La misma traza puede preservarse de diferente manera en distintos tipos de sustrato. Esta característica es en sí misma una limitación y es la responsable en última instancia de las confusiones en torno a la taxonomía de trazas, o icnotaxonomía. Las trazas como se ha mencionado, son evidencias de etologías por lo que únicamente diferentes comportamientos deberían constituir diferentes icnotaxones. Ahora bien, si el mismo comportamiento queda registrado de manera distinta en diferente sustrato, ¿cómo saber que no es otro comportamiento? Este es el caso, por ejemplo, de la traza de locomoción *Protovirgularia* atribuida a bivalvos. Las huellas con forma de V (*chevron*) que un bivalvo deja sobre un sustrato de consolidación media van a ser muy diferentes a éstas dejadas en un sustrato muy poco consolidado, donde los *chevrons* quedarían muy poco o nada definidos dada la menor resistencia que ofrece el sustrato al desplazamiento (Seilacher y Seilacher, 1994; Mángano *et al.*, 2002). Concretamente, para el caso de los distintos morfotipos de *Protovirgularia*, las sinonimias han sido analizadas y corregidas, sin embargo, hay abundantes icnotaxones donde esta tarea está pendiente. Un ejemplo en discusión (Uchman, 1995; Mángano *et al.*, 2000) son las distintas preservaciones de la traza dejada por el gusano productor de *Nereites*, conocidas como, entre otras, *Neonereites*, o *Scalarituba* y las cuales corresponden a distintas expresiones de la misma traza según ésta se preserva en el techo o en la base del cuerpo sedimentario. Esta característica refleja la importancia de deducir la génesis y el modo de preservación de las trazas antes que su asignación icnotaxonómica (Fig. 3.5). La preservación incluye el

cómo aparece la traza con respecto al sustrato y los aspectos relativos a su alteración, por ejemplo, durante la diagénesis. Todavía no se ha propuesto una clasificación para las alteraciones producidas por la diagénesis, aunque su importancia ha sido puesta de manifiesto por numerosos autores (p.ej., Fürsich, 1972; Bromley y Ekdale, 1984; McIlroy *et al.*, 2003; Pemberton y Gingras, 2005; Needham *et al.*, 2006).

8) Comúnmente tienen un amplio rango estratigráfico. Tal y como se ha expuesto, distintos tipos de organismos pueden tener etologías similares. Esta afirmación sigue siendo cierta aún si consideramos el “tiempo geológico”, ya que la convergencia etológica ha tenido lugar a lo largo de toda la historia de la vida. Así, hay estrategias etológicas que se “inventaron” durante el Paleozoico y, hoy día, siguen funcionando; aunque los organismos responsables pertenezcan a grupos biológicos diferentes. Esta particularidad hace que las trazas fósiles sean una herramienta de limitada utilidad en Bioestratigrafía; sin embargo hay excepciones como la del icnogénero *Cruziana*, el cual es utilizado en estudios bioestratigráficos del Paleozoico (p.ej., Seilacher, 1992). Otra excepción la constituyen las trazas de relativa complejidad morfológica y/o etológica asociadas a la aparición a lo largo del tiempo geológico de determinados grupos de organismos “inventores” de un comportamiento. Por ejemplo, la diversificación de los insectos modernos y el comportamiento social de algunos de sus grupos surge a partir del Cenozoico en la conocida como “*Paleogene paleosol revolution*” (Buatois y Mángano, 2009). Este evento supone la aparición de trazas muy

Imagen tomada de Buatois y Mángano, 2011

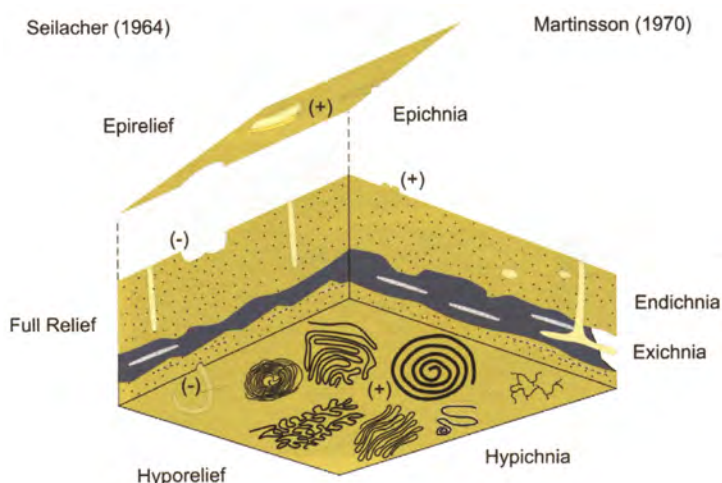


Figura 3.5 Clasificación estratinómica o de tipo de preservación de las trazas fósiles. Está basada en la relación traza - sustrato. A la izquierda, nomenclatura propuesta por Seilacher (1964) y a la derecha, nomenclatura propuesta por Martinsson (1970). En este trabajo se utiliza la nomenclatura de Seilacher: *epirelief*, cuando la traza se preserva en el techo del depósito; *full relief*, cuando la traza se preserva dentro del depósito e; *hyporelief*, cuando la traza se preserva en la base del depósito. Los términos positivo y negativo se añaden a *epirelief* e *hyporelief*. Este matiz es clave para inferir el momento de formación de la traza con respecto a la sedimentación, es decir, previamente, durante o posteriormente.

particulares en paleosuelos cenozoicos, como pueden ser los termiteros, los nidos de avispas y abejas o los hormigueros (Genise y Bown, 1994; Genise, 2004). Las trazas fósiles que reflejan particularidades en tiempos geológicos concretos, por un lado, permiten la asignación relativa de una edad a las rocas que las contienen y por otro, son de gran utilidad en Paleoecología evolutiva.

9) Comúnmente tienen un estrecho rango ambiental. Salvo algunas excepciones, esta característica se aplica a un grupo o asociación de trazas fósiles, es decir, a una icnofauna dada. Un grupo de trazas, o icnofauna, en cualquier ambiente sedimentario está condicionado por los factores y/o condiciones ambientales que afectan a sus productores. Los aspectos ecológicos van a ser los responsables de la presencia de uno u otro organismo productor, mientras que sus comportamientos van a estar determinados por las condiciones ambientales a las que se ven expuestos. De esta manera icnofaunas específicas serán características de determinados ambientes y su asociación no será observada en otros. Esta característica de las trazas fósiles junto con la expuesta en el párrafo anterior son las bases, por un lado, de su aplicación en la reconstrucción paleoambiental y, por otro, del “modelo de icnofacies”, uno de los dos tipos de estudios que se realizan en Icnología (ver sección 3.3).

10) Raramente son transportadas. La traza fósil refleja el estrecho vínculo entre el sustrato y la actividad de organismo y, salvo excepciones, va a ser una señal que no ha sufrido desplazamiento a un medio distinto del cual fue producida. Dos excepciones son enumeradas

por Buatois y Mángano (2011). La primera la constituyen las huellas en sustrato duro, conocidas como perforaciones o *borings*. Fragmentos de este sustrato pueden ser incorporados al registro y perdurar en uno o más ciclos sedimentarios como detritos, dado su alto potencial de preservación. Así, no es extraño, encontrar bloques o conchas con perforaciones, de naturaleza alóctona. El segundo caso lo constituyen las trazas fósiles preservadas dentro del sustrato (preservación *full relief*, Fig. 3.5) y con estructuras de refuerzo en sus muros. Estas trazas reforzadas pueden tener un potencial de preservación que supera al del sustrato que las contiene y a través de procesos erosivos y diagenéticos ser incorporadas como fragmentos alóctonos en depósitos más modernos. Este es el caso de la traza *Ophiomorpha*, cuyos fragmentos en ocasiones se encuentran reabajados en depósitos de playa.

3.3. El estudio de trazas fósiles

El estudio de las trazas fósiles incluye el análisis tanto de las trazas en sentido estricto como de su asociación o su conjunto constituyendo una icnofauna. La caracterización de las trazas fósiles conlleva la inferencia de la etología que reflejan, la descripción de su modo de preservación y una caracterización icnotaxonómica. La caracterización de la icnofauna se lleva a cabo a partir de dos tipos de análisis: el modelo de icnofacies y el análisis de la icnofábrica.

La caracterización de una traza fósil se realiza analizando los aspectos morfológicos de la traza, así como la roca “sustrato” donde se encuentra. A partir de este análisis se va a poder caracterizar, entre otros, el com-

portamiento de un productor. Las trazas fósiles son descritas por sus “icnotaxobases” o caracteres morfológicos con los cuales se pueden inferir aspectos etológicos y que se utilizan, en última instancia, para diferenciar icnotaxones (Bromley, 1996; Buatois *et al.* 2002; Buatois y Mangano, 2011). Estos caracteres son principalmente la forma general, su muro, la ramificación, el relleno y la presencia o ausencia de *spreiten* (formas que reflejan sucesivos cambios de posición de una traza en su conjunto). La forma general incluye la descripción de su configuración y de su orientación y posición con respecto al sustrato (Pickerill, 1994), mientras que el estudio del relleno, conlleva el análisis de su composición, tamaño de grano y estructuración. A partir de estas observaciones y del estudio de la roca caja o matriz se podrá inferir una clasificación etológica, preservacional e icnotaxonómica para la traza fósil. Además podrán ser inferidas otras características paleobiológicas del productor como su modo de alimentación y su posición con respecto a la lámina de agua, por ejemplo organismos epifaunales o infaunales. También se puede inferir su modo de interacción con el sustrato, por excavación, compresión, intrusión, etc., y su modo de locomoción y bioturbación, por ejemplo, un movimiento ondulatorio, un movimiento peristáltico, un desplazamiento a pasos, etc. Estas inferencias pueden ser utilizadas posteriormente, para la caracterización de la icnofauna en su conjunto.

Entre las características paleobiológicas inferidas a través de las trazas fósiles, el modo de alimentación es de especial interés para la reconstrucción paleoambiental. Del predominio de un modo u otro de alimentación en una icnofauna dada se pueden inferir condiciones ambientales, tales como: si había corrientes sobre el sustrato o por el contrario el agua estaba quieta y predominaba la decantación. A partir de la observación icnológica se reconocen 5 tipos de alimentación, los cuales engloban aquellos organismos que explotan un recurso alimenticio de la misma manera (Bambach *et al.*, 2007): *suspension feeders*, que capturan partículas en suspensión de la columna de agua; *detritus feeders*, que se alimentan de partículas de la superficie del sustrato, rica en materia orgánica; *deposit feeders*, que ingieren materia orgánica contenida dentro del sustrato; *grazers*, que se alimentan de plantas en la superficie del sustrato y *predators*, que capturan presas. Por otra parte, otros modos de alimentación son *trapping* y *farming*, cuando se deduce

que los organismos capturan pasivamente microorganismos o cultivan bacterias u hongos respectivamente, a partir de una estructura compleja, que recibe el nombre de “*graphoglyptid*”. En el registro icnológico se infiere un dominio de corrientes tractivas a partir de trazas que reflejan la actividad de *suspension feeders*, como *Skolithos*, una estructura caracterizada por un tubo o galería vertical, con un muro bien definido y comúnmente albergada en sedimento de tamaño arena con muy buena selección.

Uno de los análisis más populares para caracterizar la icnofauna es el conocido como “modelo de icnofacies”, un modelo conceptual y la principal herramienta para el uso de la Icnología en la reconstrucción de paleoambientes (Figs. 3.6 y 3.7). El modelo de icnofacies fue propuesto primeramente en los años 50 por Seilacher y desde entonces ha sido completado y expandido por numerosos autores hasta la actualidad. El término icnofacies es una construcción conceptual basada en la identificación de características claves compartidas por una icnofauna, que se da bajo unas condiciones ambientales concretas y que se refleja en un amplio rango de tiempo geológico (Buatois y Mangano, 2011). La construcción de icnofacies pasa por: 1) la selección de las características clave en una icnofauna, por ejemplo las etologías y modos de alimentación dominantes o los niveles de icnodiversidad, dadas en diferentes momentos del registro geológico y 2) la articulación de estas características diagnósticas con los parámetros ambientales. Una icnofacies debería estar basada en ejemplos cuidadosamente seleccionados del registro icnológico. De alguna manera, el modelo de icnofacies puede ser similar a los modelos de facies, donde se concentran características diagnósticas y se eliminan peculiaridades locales (Walker, 1984; Pemberton *et al.*, 1992b). Su importancia reside en su gran utilidad, ya que es la manera de comparar localizaciones icnológicas, una guía para observaciones futuras y una manera de predecir nuevas situaciones, así como la base para la interpretación paleoambiental (Buatois y Mangano, 2011). Una icnofacies puede dividirse en diferentes asociaciones con implicaciones en las zonaciones ambientales, por ejemplo las zonaciones *onshore-offshore* marcadas por Icnofacies empobrecidas y arqueotipales de *Cruziana* y *Skolithos*, tal y como fueron documentadas por MacEachern *et al.* (1999). Dos ejemplos de Icnofacies se muestran en las figuras 3.6 y 3.7. Como última consideración, hay que



Descripción: Trazas discretas.

Pf: Excavaciones dispuestos horizontalmente o algo inclinados con respecto a la estratificación. Cilíndricas, rectas a sinuosas, no ramificadas y con relleno pasivo.

HI: Pista meandriforme.

Me: Pista meandriforme con *over-crossing*.

Clasificación estratinómica: (Pf) *full-relief*; (Me y HI) *hyporelief* positivo

Clasificación etológica:

Pf: *Domichnia* (vivienda)

HI: *Pasichnia* (locomoción y alimentación)

Me: *Pasichnia* (locomoción y alimentación)

Clasificación taxonómica: Pf (*Palaeophycus* isp.), HI (*Helminthopsis* isp.), Me (*Mermia* isp.).

Posibles productores: Un posible productor de *Palaeophycus* son gusanos poliquetos depredadores. En el caso de *Helminthopsis* y *Mermia*, posibles productores son organismos detritívoros vermiformes.

Consideraciones ambientales: La asociación de trazas permite una asignación a la Icnofacies de *Mermia*. De las características de esta icnofacies (dominancia de trazas de pastoreo producidas por detritívoros móviles, relativamente alta a moderada alta diversidad, alta abundancia, bajo grado de especialización de las trazas) se infieren unas condiciones de baja energía y bajo grado de sedimentación con interrupciones por *underflows* y corrientes de turbidez (intercalaciones de arenas o limos entre fangos que permite la preservación de las trazas), buena oxigenación (trazas en los primeros centímetros de sustrato) y sustratos en condiciones de *subaqueous freshwater*. Típicamente, la Icnofacies de *Mermia* se da en lagos someros y profundos, lagunas y fiordos.

Figura 3.6 Ejemplo de Icnofacies *Mermia*.

destacar que las icnofacies no deberían ser observadas como un listado de icnotaxones que debe o no darse para poder interpretar un ambiente sedimentario u otro, sino como un conjunto de aspectos, por ejemplo etológicos, de icnodiversidad y de modos de alimentación, que se ven afectados directamente por las condiciones del ambiente sedimentario donde se constituyeron (ver sección 3.4).

El otro tipo de análisis realizado en Icnología es el estudio de la icnofábrica (Fig. 3.8). El término icnofábrica se refiere a cualquier aspecto de la textura

y estructura interna de un sustrato, resultado de la bioturbación o bioerosión (Bromely y Ekdale, 1986). Cuando se aplica el concepto de icnofábrica a la reconstrucción paleoambiental, el estudio se conoce como “análisis de la icnofábrica”. Este tipo de análisis comenzó en los 80 y ha sido en ocasiones simplificado a la observación del grado de bioturbación, lo que ha hecho que se pierda parte de su potencial como herramienta en la interpretación de condiciones paleoambientales (Buatois y Mángano, 2011). El análisis de la icnofábrica incluye tanto la cuantificación de la bioturbación, como la evaluación tafonómica o de su

alteración y el análisis del *tiering* (Fig. 3.9) o estratificación ecológica *sensu* Seilacher (1978). El análisis de la icnofábrica tiene en cuenta tanto las trazas aisladas, como el *mottling* (Bottjer y Droser, 1991) y se estudian, entre otras características, las relaciones de corte entre trazas y el *tiering* de las trazas involucradas, con el objetivo de descifrar el tipo de icnofauna, el conjunto de eventos y las condiciones que dieron lugar a la icnofábrica observada. En este sentido es muy importante tener en cuenta el análisis tafonómico ya que las trazas van a tener distintos potenciales de preservación y la icnofábrica preservada no representará una imagen fiel del momento de desarrollo de la icnofauna por una comunidad de organismos. Un ejemplo de icnofábricas y sus implicaciones paleoambientales es ilustrado en la figura 3.10.

Tal y como se ha resumido en esta sección, tanto el análisis de Icnofacies como el de la Icnofábrica pueden ser útiles en la reconstrucción paleoambiental.

La tendencia actual es el uso de uno u otro análisis, aunque cómo es señalado por algunos autores (p.ej., Bromley y Asgaard, 1991; Buatois y Mángano, 2011), la integración de ambos podría acarrear consecuencias muy positivas en la Icnología, con modelos más completos y certeros.

3.4. La respuesta de los organismos a cambios físico-químicos y su huella en el registro

Los factores ambientales dados durante la sedimentación van a controlar los comportamientos de los organismos, principalmente de los que tienen un vínculo estrecho con el sustrato. Durante el análisis icnológico se tienen en cuenta los factores que más condicionan a los productores de trazas, conocidos como factores limitantes (Brenchley y Harper, 1998). Algunos de los factores limitantes más importantes son: la energía hidrodinámica, la naturaleza del sustrato, la oxigenación, la salinidad, la tasa de sedimen-

Colección del Departamento de Estratigrafía (UCM)

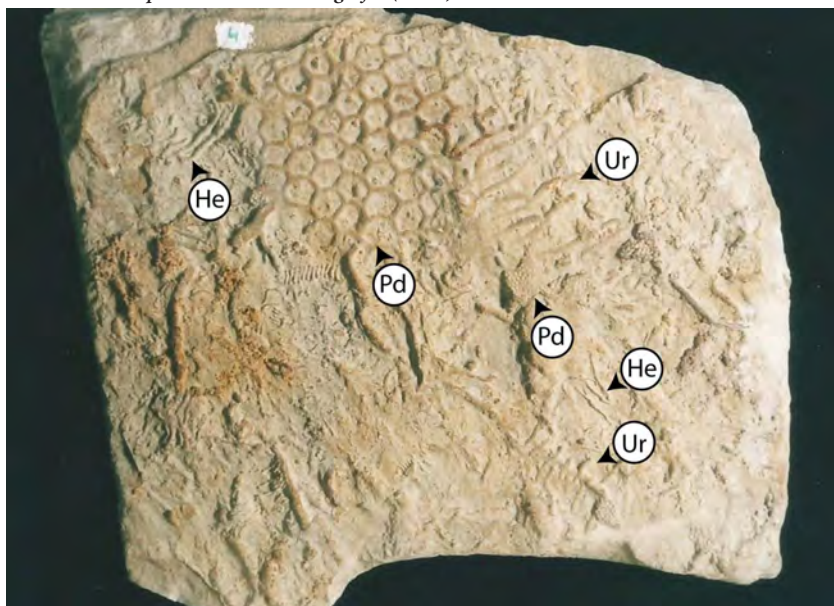


Figura 3.7 Ejemplo de Icnofacies *Nereites*.

Descripción: Trazas discretas, orientadas horizontalmente con respecto a la estratificación.

Pd: *Graphoglyptid* con forma de red hexagonal.

Ur: *Graphoglyptid* compuesto por segmentos sinuosos a rectilíneos unidos en forma de red repetitiva.

He: Pista con forma de meandro complejo.

Clasificación estratinómica: *Hyporelief* positivo

Clasificación etológica: *Agrichnia* (*graphoglyptid*, cultivo de bacterias o trampa para microorganismos)

Clasificación taxonómica: Pd (*Paleodictyon* isp.), Ur (*Urohelminthoida* isp.), He (*Helminthorhaphe* isp.).

Posibles productores: Los productores de *graphoglyptids* pueden ser organismos vermiformes, aunque de algunas trazas como *Paleodictyon* no se conoce la relación productor-traza.

Consideraciones ambientales: La asociación de trazas permite una asignación a la Icnofacies de *Nereites*. De las características de esta icnofacies (dominancia de *graphoglyptids*, alta diversidad y alta abundancia) se infieren unas condiciones de baja energía (las comunidades alcanzan el climax), buena oxigenación (trazas en los primeros centímetros de sustrato) y una pobre reserva de alimento (que conlleva el comportamiento *Agrichnia*). Típicamente, la Icnofacies de *Nereites* se da en ambientes hemipelágicos con eventuales llegadas de turbiditas.

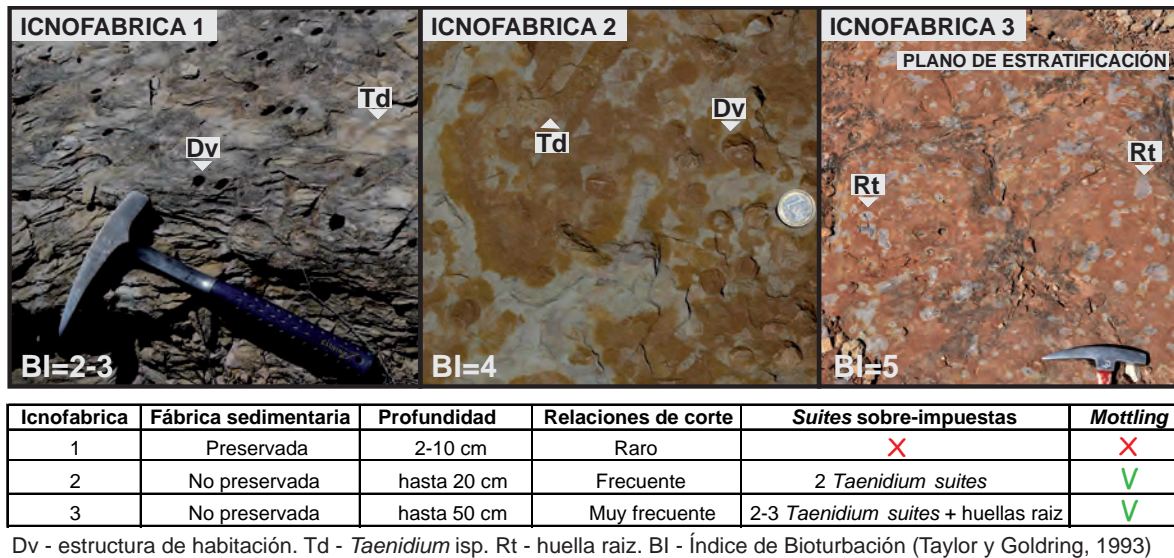


Figura 3.8 Ejemplo de análisis de la icnofábrica que incluye el índice de bioturbación (*sensu* Taylor y Goldring, 1993), las relaciones de corte entre trazas, la profundización de las estructuras y la presencia o no de *mottling*. Icnofábricas de *Taenidium* en las facies *garum*, Formación Tremp, Cretácico Superior (Lleida).

tación, el contenido en materia orgánica y la turbidez. En esta sección, se describe el registro de la respuesta de los organismos a las fluctuaciones en factores limitantes concretos. Sin embargo, durante un análisis icnológico, habría que tener en cuenta que las limitaciones van a ser múltiples en la naturaleza, es decir que se van a producir simultáneamente cambios en diversos factores.

3.4.1. Energía hidrodinámica

La energía hidrodinámica tiene influencia tanto en

los comportamientos de los organismos, reflejados en las trazas, como en su preservación. En contextos de baja energía, las trazas dominantes tienen desarrollo horizontal y reflejan hábitos tróficos de *deposit* y *detritus feeders*, así como de depredación activa. La icnodiversidad suele ser alta a moderada. Las icnofacies características de estos ambientes de baja energía son *Mermia* o *Cruziana*. En contextos de alta energía, las trazas dominantes son galerías con desarrollo vertical que reflejan comportamientos de *suspension feeders* o de depredación pasiva. La icnodiversidad en estos ambientes suele ser baja y la icnofacies carac-

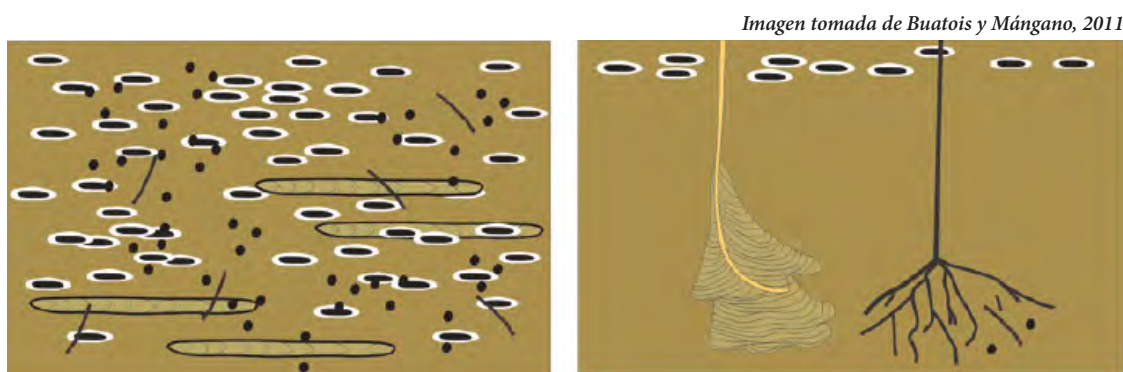


Figura 3.9 Inferencia del *tiering* o estratificación ecológica (derecha) a partir de una icnofábrica dada (izquierda). *Tiering* es un concepto de Ecología que representa el espacio ecológico en el que se desarrolló cada traza fósil, y que deber ser inferido a partir de su registro/observación en las rocas. Trazas como *Zoophycos* y *Chondrites* tienen una *tier* profunda ya que el organismo productor utiliza un recurso que se encuentra relativamente alejado de la superficie agua-sedimento. Sin embargo, la traza *Phycosyphon* tiene una *tier* muy somera. Inferir la estructura de *tiering* de una icnofauna permite deducir por ejemplo, la continuidad o no en la sedimentación. Tras un evento erosivo, la icnofábrica mostraría trazas de *Phycosyphon* sobre las trazas con *tier* profunda, mientras que en un evento de sedimentación continuada sería al contrario, como se observa en la icnofábrica mostrada en esta figura.

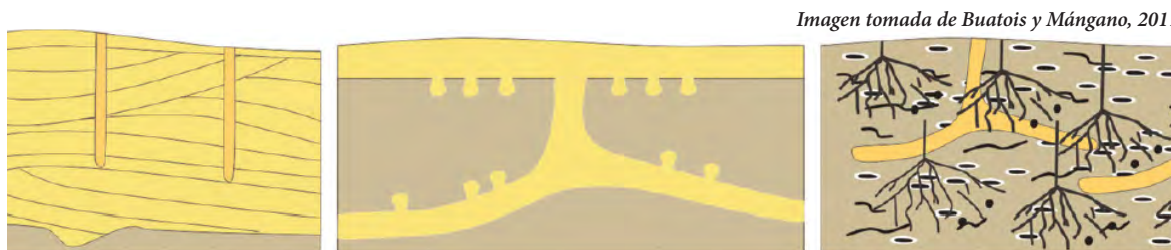


Imagen tomada de Buatois y Mángano, 2011

Figura 3.10 Ilustración de tres tipos de Icnofábricas y sus implicaciones paleoambientales. (Izq.) Icnofábrica simple que muestra un evento de colonización tras la sedimentación de una capa de tormenta. (Cent.) Icnofábrica compuesta que muestra dos eventos de colonización; uno asociado a un sustrato parcialmente consolidado (excavaciones) y otro evento con perforaciones, después de su consolidación. (Der.) Icnofábrica compuesta que es producida por la migración, tras una sedimentación continua, de una comunidad de organismos productores de trazas con diferentes *tiers* (ver también Fig. 3.9).

terística *Skolithos* (Fig. 3.11). El control tafonómico en ambientes de alta energía es elevado. Por ejemplo en ambientes costeros actuales de alta energía se observan numerosos horizontes con alto contenido en trazas que sin embargo tienen un bajo potencial de preservación.

3.4.2. Sustrato

El tipo de sustrato y su consistencia determinan tanto la técnica con la que un organismo construye una pista o galería como el tipo de comunidad infaunal que lo habita (Bromley, 1996). Estas características varían verticalmente (consolidación por pérdida de agua y consecuente control del *tiering*), lateralmente (heterogeneidad ambiental) y temporalmente (consolidación por desecación o diagénesis temprana) (Buatois y Mángano, 2011). A partir del estudio icnológico se pueden detectar, principalmente, 4 tipos de sustratos que de menor a mayor consolidación son: *soupground*, *softground*, *firmground* y *hardground* (p.ej., Ekdale *et al.*, 1984; Lewis y Ekdale, 1992). En un *soupground*, los organismos “nadan” en el sustrato y el potencial de preservación de las trazas es básicamente nulo (Ekdale, 1985). Un *softground* es un sedimento no consolidado pero con menor cantidad de agua y es habitado por el número más elevado de organismos infaunales. Es el sustrato donde más trazas se producen y además su potencial de preservación es alto. Normalmente, está constituido por sedimento limoso-arcilloso y la mayor parte de los icnotaxones conocidos tienen lugar en él. Cuando un sustrato de similares características es arenoso o formado por gravas recibe el nombre de *looseground* (Goldring, 1995). Este sustrato suele caracterizarse por galerías robustas con muros reforzados como las trazas del icnogénero *Ophiomorpha*. Un *firmground* es un

sustrato con cementación incipiente. Puede contener abundantes trazas pero, típicamente, con baja icnodiversidad, entre ellas pseudo-perforaciones. Las trazas suelen presentar un muro no definido y raspaduras o estrías. Por último, los *hardgrounds*, son sustratos cementados que contienen estructuras de bioerosión (perforaciones o *borings*). El sustrato condiciona de tal manera las trazas que cuatro icnofacies son definidas en base a su consistencia y tipo: Icnofacies de *Glossifungites* (característica de *firmgrounds*), Icnofacies de *Trypanites* y *Gnathichnus* (características de *hardgrounds*) e Icnofacies de *Teredolites* (cuando el sustrato es madera).

3.4.3. Oxigenación

La oxigenación de las aguas condiciona a la icnofauna, tal y como ha sido observado en numerosos trabajos icnológicos (p.ej., Bromley y Ekdale, 1984; Savrda y Bottjer, 1986; Leszczynski, 1991; Savrda, 2007). El agua completamente oxigenada (8.0-2.0 ml O₂/l H₂O) va a proporcionar unas condiciones aerobias a los organismos, mientras que con una ausencia de oxígeno, las condiciones serán anaerobias. Los modelos propuestos en turbiditas (p.ej., Leszczynski, 1991) o en ambientes pelágicos (p.ej., Savrda y Bottjer, 1986) para los cambios en la icnofauna ante cambios de oxigenación, tanto los más generales como aquellos más específicos, coinciden en que las trazas se van a ver afectadas con la disminución de oxígeno en el agua (incluyendo el agua intersticial del sustrato) de modo que habrá una menor densidad de bioturbación, una menor icnodiversidad (menor variedad de etologías y modos de alimentación), un menor tamaño de las trazas y un pobre desarrollo del *tiering* o estratificación ecológica; cuando se está cerca de alcanzar las condiciones anaeróbicas la macrofauna no persiste

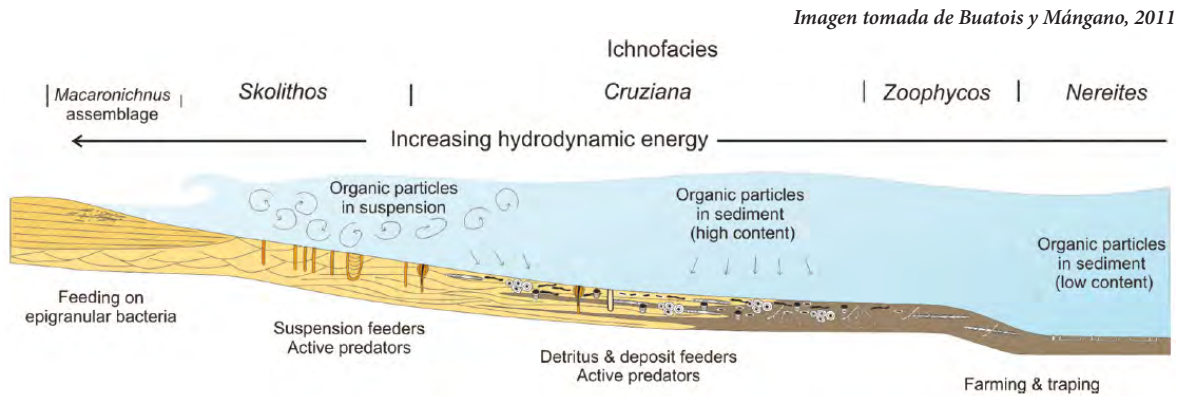


Figura 3.11 Relación entre las asociaciones de trazas y los modos de alimentación de los productores, con los factores limitantes: energía hidrodinámica y tipo y cantidad de alimento. Ambiente marino dominado por el oleaje. Hacia la costa, las corrientes producidas por el oleaje ponen la materia orgánica en suspensión y favorecen las trazas *Domichnia* producidas por *suspension feeders*. Hacia mar adentro, la menor cantidad de materia orgánica hace que se den estrategias de alimentación como el cultivo de bacterias y las trampas de microorganismos, reflejada en trazas de tipo *Agrichnia*.

mientras que la microfauna infaunal sí lo hace (Neira *et al.*, 2001).

3.4.4. Salinidad (ver también capítulo 7)

Varios estudios icnológicos muestran la importancia de la salinidad como factor limitante para la icnofauna (p.ej., Howard y Frey, 1975; Wightman *et al.*, 1987; MacEachern y Pemberton, 1994; Buatois *et al.*, 1997). La salinidad en el agua define tres tipos de aguas: salina o marina (30-40 ‰), salobre (0.5-30 ‰) y dulce (<0.5 ‰). Mientras que en el agua marina y dulce, la biodiversidad es elevada, son pocos los animales con las adaptaciones fisiológicas necesarias para sobrevivir en agua salobre (Croghan, 1983), siendo las estructuras biogénicas en estas condiciones poco abundantes. Una estrategia de los organismos hacia las condiciones salobres y las fluctuaciones de salinidad es la bioturbación. El tipo de organismos que normalmente colonizan ambientes con condiciones salobres son organismos marinos de gran tolerancia a los cambios en salinidad. Así, el ambiente salobre se caracteriza por una fauna marina empobrecida en lugar de por una mezcla de fauna de agua dulce y de agua marina (Buatois y Mángano, 2011). La icnofauna va a tener unas características u otras dependiendo de las condiciones de salinidad ante las cuales se hayan producido (ver capítulo 7 para detalles).

3.4.5. Tasa de sedimentación

Un estudio icnológico puede revelar aspectos como las tasas de erosión y sedimentación relativas en un

ambiente sedimentario. Así, por ejemplo, la actividad biológica va a ser intensa durante una sedimentación continua pero con tasa baja, destruyendo muy probablemente la fábrica sedimentaria original (p.ej., Howard y Reineck, 1981). Por otro lado, bajo una sedimentación episódica, la bioturbación va a estar restringida a los techos del depósito, reflejando una actividad biológica posterior al evento (Frey y Goldring, 1992). Respecto a la tasa de sedimentación, son de gran utilidad los ichnotaxones que representan un comportamiento de equilibrio como *Diplocraterion* (Goldring, 1964). Estas estructuras reflejan movimientos hacia arriba o abajo con respecto a la superficie del sustrato a partir de la estructura *spreite*, indicando eventos de acreción sedimentaria o episodios erosivos, respectivamente.

3.4.6. Alimento

El tipo y cantidad de materia orgánica determina sobre todo el modo de alimentación (Fig. 3.11). Trazas producidas por *suspension feeders* serán comunes en ambientes de alta energía donde las partículas orgánicas se encuentran en suspensión. Por el contrario, en ambientes de baja energía las partículas orgánicas se encontrarán en la superficie del sustrato y las trazas más comunes serán aquellas producidas por *deposit* y *detritus feeders*. Por otro lado, cuando el alimento es escaso tienen lugar trazas superficiales más complejas, reflejando un aprovechamiento máximo del sustrato (p.ej., *Nereites*), así como las trazas que ilustran comportamientos complejos como el cultivo o trampas de bacterias (p.ej., *Paleodictyon*).

3.4.7. Turbidez

A partir de estudios recientes del registro de deltas y estuarios se está observando la importancia de la turbidez como factor limitante en el desarrollo de la icnofauna (p.ej., MacEachern *et al.*, 2005). Cuando la turbidez es alta, se inhiben icnotaxones que reflejan el comportamiento de *suspension feeders* (Perkins, 1974). Además una elevada turbidez en el agua puede afectar a la producción primaria de materia orgánica (Leithold y Dean, 1998), resolviéndose en un empobrecimiento general de las icnofaunas mostrando una baja icnodiversidad y bajos niveles de bioturbación (MacEachern *et al.*, 2005).

3.4.8. Nota final

El análisis icnológico supone la necesidad de considerar todos los factores limitantes cuándo se obser-

va el registro. Las inferencias o deducciones que se hagan, dependerán del *background* conceptual que se pueda manejar. Como se ha descrito, las condiciones ambientales, particularmente aquéllas que constituyen factores limitantes para el desarrollo de trazas, van a poder ser inferidas a partir del estudio icnológico. Dado el registro visible de los cambios en las condiciones ambientales, los estudios icnológicos pueden considerarse como una parte del análisis de facies para la reconstrucción de paleoambientes. Asimismo, algunos de los factores que afectan a la icnofauna, cómo la salinidad o la oxigenación y sus fluctuaciones, van a ser difícilmente inferidos a través de evidencias físicas. Así, una reconstrucción paleoambiental debería incorporar los datos icnológicos y los sedimentológicos, e idealmente los datos paleoecológicos derivados de asociaciones de fósiles (partes de organismos) presentes.

4

Objetivos, Métodos y Plan de trabajo

En este capítulo se exponen los objetivos de la Tesis Doctoral y los métodos utilizados para alcanzarlos a lo largo de cuatro etapas en el desarrollo del trabajo. Además se expone en qué consiste el formato por publicaciones adoptado.

4.1. Objetivos

1) La reconstrucción del conjunto de paleoambientes que formaron el paisaje del Cretácico superior y Paleoceno en el área de estudio, que incluye:

- La deducción de los ambientes sedimentarios de la Unidad Gris, la Unidad Roja Inferior y la Unidad Caliza de Suterranya de la Formación Tremp.
- La diferenciación de elementos reelaborados de los que se encuentran *in situ*.

2) Datar con precisión las unidades estratigráficas y detectar discontinuidades, además de precisar la posición del límite K/Pg en el área de estudio.

3) Realizar la caracterización icnológica y la delimitación de sub-ambientes a partir de trazas fósiles en la Unidad Roja Inferior, que incluye:

- El análisis icnotaxonómico de las trazas fósiles.
- La valoración de las implicaciones de los procesos tafonómicos en la icnotaxonomía de las trazas fósiles.

4) Analizar varios casos de estudio de la transición fluvio-mareal para valorar el carácter local o global del modelo icno-sedimentológico presentado para los depósitos de la Unidad Roja Inferior, con el fin de:

- Obtener un modelo representativo de distribución de la icnofauna en la transición fluvio-mareal.
- Analizar los controles paleoambientales que afectan a la icnofauna.
- Evaluar el control evolutivo en el modelo a lo largo del tiempo geológico.

5) Llevar a cabo una interpretación general del contexto sedimentario de los depósitos estudiados, su correlación con los depósitos coetáneos de la parte occidental de la Cuenca de Tremp-Graus, su contextualización en la USC y poner de manifiesto la importancia y representatividad de los ambientes de transición en la USC.

4.2. Metodología y plan de trabajo

Para alcanzar los objetivos enumerados se ha seguido un plan de trabajo dividido en cuatro etapas. En los siguientes apartados se exponen las tareas realizadas y las técnicas utilizadas en cada una de ellas. Al final de cada etapa de trabajo se presentaron los resultados en congresos de ámbito internacional con el objetivo de contrastar, discutir y difundir las interpretaciones.

4.2.1. Primera etapa de trabajo: Estratigrafía y Sedimentología

Esta etapa consistió en el estudio estratigráfico y sedimentológico, incluyendo el análisis de facies y el análisis petrográfico de los depósitos de la Unidad Gris, la Unidad Roja Inferior y la Unidad Caliza de Suterranya de la Formación Tremp. Todo el material recolectado durante esta etapa, incluyendo el restante

de las muestras, las láminas delgadas, los levigados y los componentes triados, se encuentra almacenado en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. Se llevaron a cabo las siguientes tareas:

4.2.1.1. Recopilación y revisión bibliográfica

Se recopiló y estudió la literatura sobre la Unidad Sur-pirenaica Central, la Cuenca de Tremp-Graus y las facies *garumn*. Además se revisaron las cartografías geológicas disponibles 1:250.000 (ICGC, 2003), 1:50.000 (ICGC, 2007) y 1:25.000 (Beràstegui y Losantos, 2001, 2004; Cirés y Beràstegui, 2009).

4.2.1.2. Reconocimiento de la zona de estudio

En diversas campañas de campo se reconocieron las unidades estratigráficas y se seleccionaron para su estudio varios cortes por su buena visibilidad y espesor. Asimismo durante estas campañas se evaluaron las posibles estructuras de deformación de los materiales, haciendo hincapié en la magnitud de las fallas a meso- escala que afectan la zona. Además, en un sector seleccionado se realizó una cartografía geológica de detalle (escala 1:5.000, ver capítulo 5). El interés de dicho sector, hacia el este de la zona de estudio (Figs. 2.4 y 2.5), radica en su mejor exposición y el mayor espesor de la Formación Tremp. Para la cartografía geológica se han utilizado, además de los datos tomados en campo a distintas escalas, los geodatos a diferentes escalas disponibles en la *web* del CNIG*, del PNOA* y del ICGC* como ortoimágenes, modelos de elevación, vectores topográficos y vectores de contactos geológicos. Todos los mapas realizados a lo largo de la Tesis Doctoral, incluyendo las cartografías geológicas, se han construido con programas SIG* (*ArcGis*, *Global Mapper*, *Google Earth*) y programas de dibujo (*Adobe Illustrator*). Estos mapas han servido de base para la toma de datos geológicos. De entre el conjunto de mapas construidos, cabe destacar un tipo de mapas que resultó especialmente útil en las campañas de campo para la localización y la representación de los datos geológicos. Este tipo de mapas (Fig. 4.1) consiste en una superposición de ortoimágenes de alta resolución (pixel=0.25 m) con curvas de nivel (equidistancia 10 metros) de línea muy fina de color blanco (0.1 pto).

4.2.1.3. Levantamiento de columnas estratigráficas a escala 1:500

Se realizaron 7 secciones estratigráficas de este a oeste de la zona de estudio (ver Fig. 2.4 y Anexo 1). Las columnas fueron medidas con *vara de Jacob* y las medidas obtenidas fueron contrastadas con las adquiridas a partir de los contornos estructurales obtenidos de los mapas de alta resolución generados (ver 4.2.1.2). Durante la medición de las columnas estratigráficas se describieron las litologías, las morfologías de los cuerpos sedimentarios y su organización interna, las estructuras sedimentarias y biogénicas y el contenido fósil observado en campo. En la figura 4.2 se muestra el modo de representación de las observaciones realizadas. Asimismo se tomaron fotografías de detalle de los elementos destacados y panorámicas para el análisis de la geometría y los cambios laterales de los cuerpos sedimentarios. Las secciones fueron digitalizadas (*Adobe Illustrator*) y posteriormente incluidas en un panel estratigráfico de la zona (Anexo 2). Para la construcción de este panel se utilizaron además de las columnas estratigráficas, otras observaciones locales tomadas en la zona de estudio durante las campañas de campo. En el panel se destacaron zonas o bandas donde se concentran cuerpos de arenita (sector este y central) y/o conglomeráticos (sector oeste) con una frecuencia menor a 10 metros. También se resaltaron los cuerpos de arenita que aparecen más dispersos en los afloramientos.

4.2.1.4. Recogida de muestras de todas las litologías y facies

Se recolectaron 105 muestras de calizas, arenitas híbridas y conglomerados para su estudio petrográfico y 37 muestras de material fino (tamaño de grano arcilla-limo) para el análisis de su contenido fósil y mineral. Aunque fueron recogidas muestras de todas las secciones estratigráficas, el muestreo fue focalizado en el sector este de la zona de estudio, donde se recolectaron 82 y 24 muestras del total de cada tipo. La localización de las muestras puede verse en las columnas estratigráficas (Anexo 1).

4.2.1.5. Preparación y estudio petrográfico de láminas delgadas

La preparación de láminas delgadas se ha realizado en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía (UCM). Las muestras fueron reducidas a tacos con una superficie aproxi-

*ICGC Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya

*CNIG Centro Nacional de Información Geográfica

*PNOA Plan Nacional de Ortofotografía Aérea

*SIG Sistemas de Información Geográfica

mada de 46x25 mm. A partir de los tacos y mediante el cortado y el pulido con carborundo (tamaños 400, 600 y 800), se obtuvieron láminas delgadas de 30 μ m de grosor. Las láminas delgadas se dejaron sin cubrimiento para su observación bajo catodoluminiscencia (ver 4.2.2.5). El estudio petrográfico consistió en: 1) la identificación de los componentes y de la textura de las rocas; 2) el análisis de los cementos y de la matriz y 3) la documentación fotográfica. Para ello se utilizó el equipo del Departamento de Estratigrafía (UCM) que se detalla a continuación:

- Microscopio de polarización Nikon Eclipse E400POL. Objetivos 1x, 2x, 4x, 10x y 20x. Oculares 10x.
- Cámara digital Nikon Coolpix 5000.
- Microscopio de polarización Nikon Eclipse

LV100NPOL (Para mayor aumento). Objetivos 1x, 5x, 10x, 20x y 40x. Oculares 10x.

- Cámara digital acoplada Nikon D7100.

4.2.1.6. Levigado, triado y estudio del contenido fósil y mineral de materiales finos

La preparación de levigados se realizó en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía (UCM). El protocolo seguido para el levigado de las muestras puede verse en la figura 4.3. Las tres fracciones obtenidas fueron triadas para la identificación de los componentes minerales y del contenido fósil. El triado se realizó con el siguiente equipo del Departamento de Estratigrafía (UCM):

- Lupa binocular Leica M80. Objetivo acromático plano acoplado de 0,8x, con aumento va-



Figura 4.1 Ejemplo de mapa obtenido a partir de *software* SIG. Este tipo de mapas consiste en el solape de ortoimágenes de alta resolución y de curvas de nivel con equidistancia de 10 metros a 0.1 puntos de grosor. Estos mapas, impresos a escala 1:5000, resultan muy útiles durante la toma de datos en las campañas de campo, tanto para la localización como para la representación de los datos.

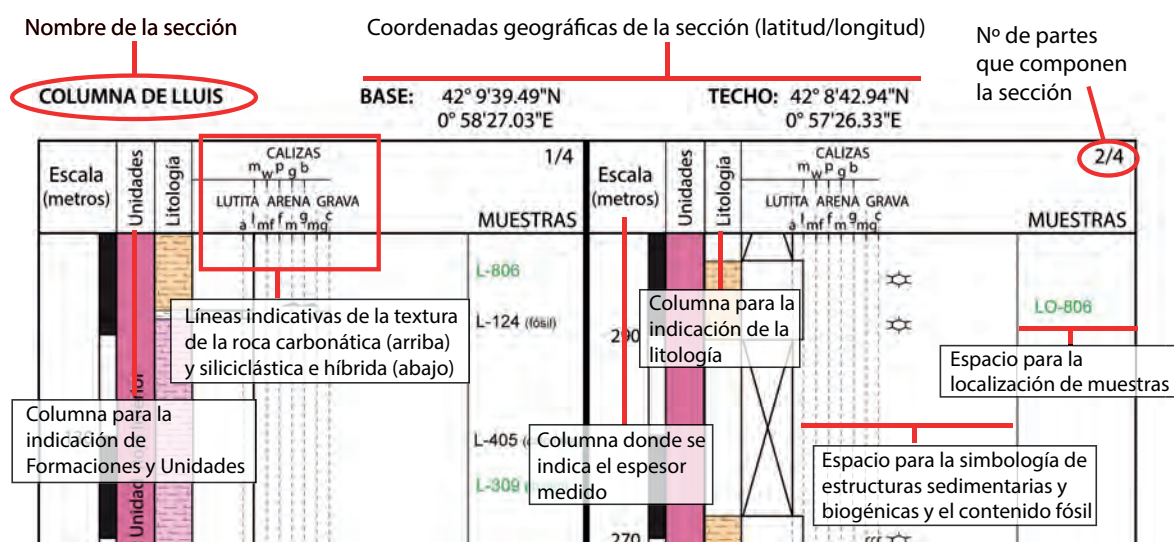


Figura 4. 2 Ejemplo explicativo del modo en que se han representado los datos geológicos en las columnas estratigráficas realizadas en este estudio. Nota: la textura de las rocas carbonáticas es indicada como: (m) *mudstone*; (w) *wackstone*; (p) *packstone*; (g) *grainstone*; y (b) *boundstone* (*sensu* Dunham, 1962). La textura de las rocas siliciclásticas e híbridas *sensu* Zuffa (1980), será nombrada por su constituyente predominante: (a) arcilla y limo fino; (l) limo grueso; (mf) arena muy fina; (f) arena fina; (m) arena media; (g) arena gruesa; (mg) arena muy gruesa; y (g) grava.

riable entre 0,75x y 6x. Oculares 10x.

- Cámara Leica acoplada DFC295.

Dada la naturaleza de la mayor parte de las muestras, arenitas híbridas (*sensu* Zuffa, 1980) y la posibilidad de albergar componentes esqueléticos reelaborados, el material triado se estudió con el SEM* para la evaluación de su estado tafonómico. Se utilizó el equipo SEM del Centro de Asistencia a la Investigación de Técnicas Geológicas (UCM):

- JEOL JSM 820. Medición de electrones secundarios.

Dada la identificación de procesos de alteración en los microfósiles, por ejemplo disoluciones o recristalizaciones (**Fig. 4.4**), durante la segunda etapa de trabajo (ver 4.2.2.5) se hizo conveniente un estudio petrográfico más detallado, incluyendo catodoluminiscencia.

4.2.2. Segunda etapa de trabajo: Bioestratigrafía

Esta etapa consistió en el estudio bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos del sector este de la zona de estudio (ver capítulo 5). Este trabajo se realizó con la colaboración de los doctores Jose Antonio Arz e Ignacio Arenillas de la Universidad de Zaragoza. Los ejemplares de foraminíferos planctónicos seleccionados se encuentran albergados en el Departamento de

Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. El restante de las muestras, los levigados y las láminas delgadas se encuentran en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. Se realizaron las siguientes fases:

4.2.2.1. Muestreo sistemático del sector este de la zona de estudio

En una campaña específica se muestreó toda la sucesión estratigráfica representada en la columna estratigráfica de *Lluís*, que tiene la máxima potencia de la Formación Trempe en la zona de estudio. Para el estudio bioestratigráfico se tomaron muestras finas (tamaño de grano lutita) cada 10-20 metros, siempre que el afloramiento lo permitía (ver Anexo 1 para localización de las muestras). Durante este muestreo se recolectaron 33 muestras en la sección de *Lluís*, a las que se añadieron las 16 muestras tomadas en esta columna en campañas previas (ver 4.2.1.4).

4.2.2.2. Levigados de muestras cementadas y no cementadas: cambio de protocolos

La preparación de levigados se realizó en los laboratorios de preparación de muestras de los departamentos de Estratigrafía y de Paleontología (UCM). Para este estudio, las 33 muestras nuevas fueron disgregadas bajo dos nuevos protocolos (**Figs. 4.5 y 4.6**) basados en el uso de peróxido de hidrógeno para muestras no cementadas o parcialmente cementadas

1. Pesar 50 gramos de muestra y secarla en estufa (24h).
2. Disgregar la muestra con cuidado de no machacar demasiado para no romper los elementos a estudio.
3. En un vaso de precipitado con 700 ml, disolver 2 gramos de Polifosfato Sódico. Hacerlo en caliente en un baño de arena para disolverlo más rápido.
4. Añadir los 50 gramos de muestra. Dejar mínimo unas 2 horas en el baño de arena a temperatura alta.
5. Retirar los vasos del baño de arena justo antes de que empiece a hervir.
6. Dejar enfriar los vasos.
7. Una vez frío, pasar la muestra por los tamices de 1mm-100µm-63 µm. Lavar con agua abundante. Se recoge cada fracción y se pasa a papel de filtro convenientemente rotulado con el nombre de cada muestra.
8. Coger el papel de filtro con cada fracción y se lleva a secar a la estufa.
9. Tratar los tamices con Azul de Metileno entre una muestra y otra. Para ello, en una bandeja se añade el colorante, se introduce el tamiz y se lava con abundante agua para eliminarlo del todo.
10. Finalmente, introducir cada fracción de muestra seca en bolsas de plástico convenientemente rotuladas.

Figura 4. 3 Protocolo básico para la disgregación de muestras, basado en el uso de polifosfato sódico. Se ha utilizado para la disgregación de muestras finas (tamaño de grano arcilla y/o limo) no cementadas o con poca cementación. Este protocolo no funcionó correctamente ya que durante el triado se observaban agregados de polifosfato que ralentizaban el proceso de identificación. Así, durante la segunda etapa del trabajo se utilizó otro de los protocolos básicos para la disgregación de muestra (Fig. 4. 5).

y de ácido acético para muestras cementadas. El protocolo basado en el uso de polifosfato (Fig. 4.3), utilizado en los levigados de la primera etapa de trabajo no permitía la disgregación de muestras cementadas. Además, en muestras parcialmente cementadas, se observó un residuo orgánico que entorpecía el triado. Por esta razón, para los nuevos levigados se utilizaron los dos nuevos protocolos mencionados.

4.2.2.3. Triado

Las tres fracciones obtenidas, de las 49 muestras de la sección estratigráfica de *Lluis* (recolectadas en las dos etapas de trabajo), fueron triadas para la identificación de foraminíferos planctónicos y estimada su proporción relativa. Para estimar la proporción de foraminíferos se fijó un tiempo de observación (15 minutos) para cada fracción y se contaron los ejemplares hallados. La abundancia relativa de especímenes se englobó en 4 clases: ausentes (0), raros (0-5), presente (5-20), y relevante (>20). Las muestras estériles fueron descartadas. El equipo utilizado puede verse en la sección 4.2.1.6.

4.2.2.4. Análisis de foraminíferos planctónicos y documentación gráfica

Se seleccionaron 28 muestras que habían presentado mayor abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en los triados. De estas muestras se determinaron las asociaciones de foraminíferos presentes y la riqueza relativa de especies. Los especímenes representativos de cada taxón se montaron

en láminas que fueron fotografiadas bajo SEM*. Se utilizó el equipo del Servicio de Microscopía de la Universidad de Zaragoza:

- JEOL JSM 6400. Medición de electrones secundarios.

4.2.2.5. Análisis petrográfico de foraminíferos planctónicos a partir de microscopía de luz transmitida y catodoluminiscencia

Se llevó a cabo para la evaluación del carácter *ex-situ* (reelaborado) o *in-situ* de los bioclastos (*sensu* Fernández-López, 1991), principalmente de los foraminíferos planctónicos. Con la microscopía de luz transmitida se completó el estudio petrográfico llevado a cabo durante la primera etapa de trabajo (ver 4.2.1.5), haciendo hincapié en la caracterización de cementos y porosidades. Con la catodoluminiscencia se caracterizaron los patrones de color en cada uno de los cementos de las distintos tipos de porosidad. Con ambas técnicas microscópicas, el análisis se centró en la comparación del cemento intrapartícula de los bioclastos de los cuales se pretendía evaluar su naturaleza *in situ* o *ex situ*, con el resto de los cementos de la roca, buscando similitudes y diferencias en los tipos de cementos y su patrones de catodoluminiscencia. El objetivo último de la técnica era evaluar la historia diagenética de la roca, temprana y/o profunda, para dar una edad relativa al cemento intrabioclastico y descartar o no su carácter *ex situ*. Para este estudio, además del equipo mostrado en la sección 4.2.1.5, se

*SEM Microscopio electrónico de barrido (Scanning Electron Microscopy)

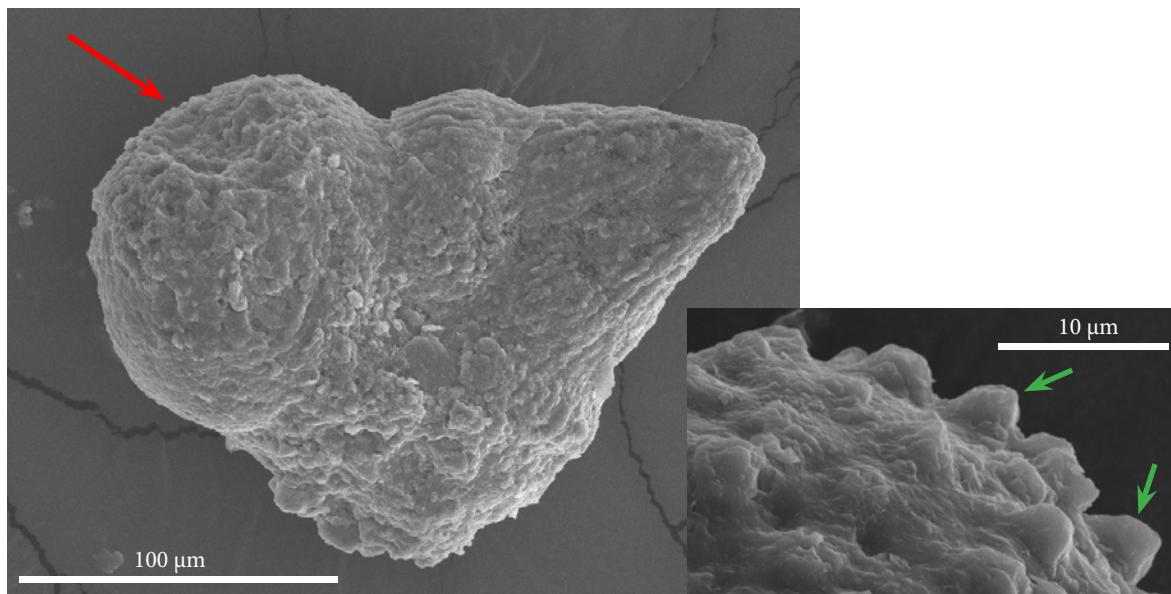


Figura 4.4 Foraminífero observado en el SEM. Algunos de los bioclastos presentaban señales de alteración como disoluciones, probablemente producidas por el contacto entre granos durante la compactación (flecha roja), o recrystalizaciones (flechas verdes), producidas durante la diagénesis (*zoom*). A raíz de estas observaciones, se incluyó el uso de catodoluminiscencia al estudio tafonómico, con el objetivo de evaluar la reelaboración de especímenes.

utilizó el equipo de catodoluminiscencia del Departamento de Estratigrafía (UCM). Este equipo presenta las siguientes especificaciones técnicas:

- *Microscopio de polarización Nikon Labophot-POL. Objetivos de 5x, 10x y 20x. Oculares 10x.*
- *Aparato de catodoluminiscencia fría CITL MK4 (acoplado). Intensidades de 300-400 μ A y voltajes de 20-25 Kv.*
- *Cámara digital Nikon Coolpix 5000 (acoplada).*

4.2.3. Tercera etapa de trabajo: Icnología

El estudio icnológico de la sucesión sedimentaria fue realizado con la colaboración de los doctores Luis A. Buatois y M. Gabriela Mángano de la Universidad de Saskatchewan, Canadá. Para llevar a cabo una parte de esta etapa de trabajo, se realizaron dos estancias FPI de un total de 7 meses en Saskatoon, Canadá, que fueron financiadas por el MINECO. Las trazas fósiles estudiadas se encuentran en la colección de muestras icnológicas del Departamento de Estratigrafía (UCM). Se llevaron a cabo las siguientes fases:

4.2.3.1. Aprendizaje

Para el aprendizaje de esta disciplina se realizó un curso teórico, de 46 horas, y práctico, de 50 horas, impartido por el Dr. Buatois y la Dra. Mángano en la Universidad de Saskatchewan. En este curso se estudiaron las bases para aplicar esta disciplina a la reconstrucción paleoambiental. Este armazón conceptual se ha resumido en el capítulo 3 de la Tesis Doctoral “La Icnología como herramienta para la reconstrucción paleoambiental”. Además, a este proceso formativo hay que añadir: 1) los intercambios y discusiones dentro del grupo de investigación en icnología (CRISPI) liderado por los investigadores Luis A. Buatois y M. Gabriela Mángano; 2) la excursión icno-sedimentológica a Drumheller (Alberta, Canadá) donde se pudieron observar depósitos de medios mareales y fluviales del Cretácico Inferior; y 3) la excursión a la Bahía de Fundy (New Brunswick, Canadá), donde se observaron los ambientes mareales y fluvio-mareales y sus procesos en un ejemplo actual.

4.2.3.2. Análisis icnológico y recolección de ejemplares

En dos campañas de campo se recogieron 27 muestras icnológicas y se documentó la aparición de asociaciones de trazas fósiles y sus variaciones a lo largo

1. Pesar entre 200 - 300g de muestra. A ser posible guardar la mitad de la muestra.
2. Machacar las muestras. No aplastar la roca contra el borde del almirez.
3. Dejar secar.
4. Preparar una solución disgregante con H₂O₂ (15%). Utilizar un cristizador de cristal o plástico que sea alto (por si la reacción es fuerte y hace espuma o efervescencia)
5. Mezclar la solución con la muestra (hasta que la cubra) y dejar entre 3-4 horas, hasta que finalice la reacción. Si la reacción se ha parado ya se puede lavar la muestra y pasarla por los tamices.
6. Tamizado de la muestra: se hará con los siguientes tamices de agua: 1 mm , 0.100 mm y 0.063 mm. Cuando se cambie de muestra se lavarán muy bien los tamices y se introducirán en azul de metileno. Cuando se saquen se dejarán secar o se utilizará un secador para un secado más rápido. Una vez secos se lavan los tamices de nuevo y ya se pueden utilizar para la siguiente muestra.
7. Separar cada fracción y dejar secar en un horno a menos de 50 grados.

Figura 4. 5 Protocolo básico para la disgregación de muestras, basado en el uso de peróxido de hidrógeno. Se ha utilizado para la disgregación de muestras finas (tamaño de grano arcilla y/o limo) no cementadas o con poca cementación. Fue la alternativa al protocolo ilustrado en la figura 4.3.

de las secciones estratigráficas. Principalmente se estudió la sucesión correspondiente a la Unidad Roja Inferior, la cual presenta el contenido icnológico más abundante y característico. Se tomaron fotografías de detalle de las trazas y de su distribución y se desarrolló un catálogo *excel* con 1066 entradas, incluyendo aspectos tales como la localización, el modo de aparición y tipo de facies, el tipo de preservación *sensu* Seilacher (1964), (Fig. 3.5), la clasificación etológica (Fig. 3.1), una serie de notas para la determinación icnotaxonómica y, cuando fue posible, el tipo de icnofábrica e icnofacies.

4.2.3.3. Determinación icnotaxonómica

Las trazas fósiles fueron descritas y determinadas por las siguientes icnotaxobases (*sensu* Bromley, 1996 y Buatois *et al.* 2002): forma general (configuración, orientación y posición con respecto al substrato, *sensu* Pickerill, 1994), tipo de muro, ausencia o presencia de ramificaciones, tipo, composición y estructuración del relleno y presencia o ausencia de la estructura *sp-reite*. Para la determinación de los icnotaxones a nivel específico se utilizaron icnotaxobases más concretas,

por ejemplo, la forma de los meniscos en las trazas con este tipo de relleno (ver capítulo 6 para detalles). Para la identificación de las icnotaxobases referentes al muro y el relleno en algunos especímenes, se hizo necesaria la obtención de láminas delgadas y su observación bajo microscopía de luz transmitida (ver especificaciones técnicas del equipo utilizado y del protocolo de obtención de láminas delgadas, en la sección 4.2.1.5).

4.2.3.4. Medida de ejemplares y análisis estadístico

Se midieron la anchura y la longitud de las trazas fósiles, con el fin de corroborar las determinaciones icnotaxonómicas ante posibles aspectos tafonómicos que afectaran a la preservación de las trazas. La longitud es dada cómo la máxima observada y en muchos casos podría estar falseada por la falta de secciones verticales de algunos icnotaxones y/o la variabilidad en su orientación con respecto al substrato. Las medidas fueron tomadas de 61 fotografías de campo con el *software JMicroVision*. El análisis estadístico de las medidas se realizó con el *software SPSS*.

1. Pesar entre 200 - 300g de muestra. A ser posible guardar la mitad de la muestra.
2. Machacar las muestras. Se hará en el almirez con golpes secos hasta conseguir clastos de 3-5 mm aprox. Nota: en este estudio se cortó con prensa hidráulica y con tenazas.
3. Preparar una solución de ácido acético de tipo glacial al 80%.
4. Dejar de 3 a 6 h. Es recomendable hacer pruebas a distintos tiempos por ejemplo a las 2 h, a las 3 h, a las 4 h y a las 6 h para obtener un resultado óptimo. Hay que utilizar campana de extracción.
5. Tamizado de la muestra: se hará con los siguientes tamices de agua: 1 mm , 0.100 mm y 0.063 mm. Cuando se cambie de muestra se lavarán muy bien los tamices y se introducirán en azul de metileno. Cuando se saquen se dejarán secar o se utilizará un secador para un secado más rápido. Una vez secos se lavan los tamices de nuevo y ya se pueden utilizar para la siguiente muestra.
6. Separar cada fracción y dejar secar en un horno a menos de 50 grados.

Figura 4.6 Protocolo para la disgregación de muestras, basado en el uso de ácido acético. Se ha utilizado para la disgregación de muestras cementadas. Basado en la técnica de Lirer (2000).

4.2.4. Cuarta etapa de trabajo: Estudio comparativo

La cuarta etapa de trabajo consistió en el estudio icno-sedimentológico de otros casos de estudio en similar contexto sedimentario y de edades diferentes. Se realizó con la colaboración del Dr. Buatois y de la Dra. Mángano de la Universidad de Saskatchewan (Canadá) y de los geólogos Williams Rodríguez y Euridice Solorzano de las empresas Mixta Petrocedeño y PDVSA-INTEVEP de Venezuela, respectivamente.

4.2.4.1. Revisión bibliográfica

Se realizó una búsqueda exhaustiva de ejemplos de la transición fluvio-mareal donde se hubiese realizado un análisis de facies detallado y un estudio icnotaxonómico, con el fin de compararlos con los resultados obtenidos en la zona de estudio. También se buscaron ejemplos actuales. Se revisó la bibliografía referente a todo el tiempo geológico, en parte porque se pretendía evaluar la influencia de la evolución de los organismos productores de trazas sobre el modelo icno-sedimentológico.

4.2.4.2. Estudio sedimentológico e icnológico parcial

Para los casos de estudio de Venezuela (Formaciones Guafita y Oficina) se completaron los análisis de facies e icnotaxonómicos con datos inéditos. Este estudio consistió en la descripción de las trazas fósiles y de las facies desde testigos continuos de sondeos. Para el caso de estudio de la Formación Tresp se completó el estudio icnológico con la obtención de índices de bioturbación (*sensu* Taylor y Goldring, 1993).

4.3. Software de uso general utilizado

Para facilitar el desarrollo de la Tesis Doctoral y para el estudio de los datos obtenidos, su visualización y su presentación, por ejemplo en artículos científicos, se ha utilizado el siguiente *software*:

- Ofimática básica, *Word*, *Excel*, *Power Point*, *Adobe Acrobat*
- Dibujo, *Adobe Illustrator*
- Maquetación, *Adobe InDesign*
- Tratamiento fotográfico *Adobe Photoshop*,
- Almacenamiento online, *Dropbox*
- Gestión de bibliografía, *Endnote*
- Gestión de correo, *Thunderbird*
- Gestión de fotografías, *XnView*

4.4. Presentación de los resultados

Al finalizar cada una de las cuatro etapas de trabajo los resultados fueron presentados en congresos de ámbito internacional. Los congresos se detallan a continuación.

Final de la primera etapa. Los resultados fueron presentados en Caen (Francia) en el congreso “*Tidalites 2012, 8th International Conference on Tidal Environments*” que tuvo lugar del 31 de Julio a el 2 de Agosto de 2012. Los resultados se resumieron en un *abstract* y un póster:

Díez-Canseco, D., Benito M.I., Díaz-Molina, M., Kalin O. Tidal influence in the “Lower Red Unit” of the Tresp Fm in South-Central Pyrenees (Late Cretaceous-Tertiary)

Final de la segunda etapa. Los resultados fueron presentados en Leeds (Reino Unido) en el congreso “*ICFS10, 10th International Conference on Fluvial Sedimentology*” que tuvo lugar del 14 al 19 de Julio de 2013. Los resultados se presentaron como un *abstract* y un póster de título:

Díez-Canseco, D., Díaz-Molina, M., Benito M.I., Arz, J.A. Point bar deposits of the Tresp Fm “red garumnian facies”: Sedimentological, petrological and paleontological evidences of tidal influence (Late Cretaceous-Early Paleocene, South-Central Pyrenees, Spain)

Final de la tercera etapa. Los resultados fueron presentados en los siguientes congresos:

En el congreso “*GeoConvention 2014*” que tuvo lugar del 12 al 16 de Mayo de 2014, en Calgary (Canadá). Los resultados se resumieron en un *abstract* y en un póster:

Díez-Canseco, D., Buatois, L.A, Mángano, M.G., Díaz-Molina, M., Benito M.I. Meandering channels: detecting freshwater and brackish-water conditions from the ichnofabric approach.

En el congreso “*GAC-MAC, illuminating the past for 175 years*” que tuvo lugar del 21 al 23 de Mayo

de 2014, en Fredericton (Canadá). Los resultados se resumieron en un *abstract* y en una presentación oral con el siguiente título:

Díez-Canseco, D., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Benito M.I., Díaz-Molina, M. Ichnofabrics in a meander loop: control factors and environmental implications

Final de la cuarta etapa. Los resultados fueron presentados en los siguientes congresos:

* En el congreso “*Trempe 2014, reconstructing the terrestrial end-Cretaceous paleoenvironments in Europe*” que tuvo lugar del 16 al 20 de Septiembre de 2014, en Trempe (España). Los resultados se resumieron en un *abstract* y una presentación oral con el siguiente título:

Díez-Canseco, D., Benito, M.I., Díaz-Molina, M., Arz, J.A., Arenillas, I., Buatois, L.A., Mángano, M.G. Tidal influence in redbeds: a palaeoenvironmental and biostratigraphic reconstruction of the Lower Trempe Fm (South-Central Pyrenees, Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary

En el congreso “*4th International Palaeontological congress, The history of life: A view from the Southern Hemisphere*” que tuvo lugar del 28 de Septiembre al 3 de Octubre de 2014, en Mendoza (Argentina). Con-

greso financiado por la IAS*. Los resultados se resumieron en un *abstract* y un póster con el siguiente título:

Díez-Canseco, D., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Díaz-Molina, M., Benito M.I. Invertebrate infau-nal colonization of inclined heterolithic stratified (IHS) deposits during the Late Mesozoic

4.5. Formato compendio de artículos: las publicaciones aportadas

La Tesis Doctoral se presenta en formato “compendio de publicaciones” siguiendo la normativa de desarrollo regulada por el RD 99/2011, el BOUC nº14 del 21 de diciembre de 2012 y el documento de tramitación aprobado en la Junta de Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM el 27 de marzo de 2014. De esta manera, los resultados obtenidos en la investigación a lo largo de las 4 etapas de trabajo mencionadas en el apartado anterior, se agrupan en 2 artículos de revistas indexadas y 1 capítulo de libro editado para una tirada de ámbito internacional. Cada uno de los trabajos, viene precedido de una introducción, donde se indica qué parte de la investigación se presenta y cuales han sido las conclusiones parciales. Además, al final de la memoria se discuten las implicaciones regionales de la investigación y se muestran las conclusiones principales. En la siguiente página, se enumeran y detallan las publicaciones que forman parte de la Tesis Doctoral, con su referencia completa y estado.

* En este congreso se presentaron conjuntamente los resultados de las tres primeras etapas de trabajo.

*IAS International Association of Sedimentologists

Artículo 1 (Capítulo 5). Resultados obtenidos en la primera y segunda etapa de trabajo.

Díez-Canseco, D., Arz, J.A., Benito, M.I., Díaz-Molina, M. and Arenillas, J.I. 2014. *Tidal influence in redbeds: a palaeoenvironmental and biochronostratigraphic reconstruction of the Lower Tremp Formation (South-Central Pyrenees, Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary*. ***Sedimentary Geology*** 312, 31-49.

Artículo 2 (Capítulo 6). Resultados obtenidos en la tercera etapa de trabajo.

Díez-Canseco, D., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Díaz-Molina, M. and Benito, M.I. In press. *Ichnofauna from coastal meandering channel systems (Upper Cretaceous Tremp Formation, South-Central Pyrenees, Spain): Delineating the fluvial-tidal transition*. ***Journal of Paleontology*** 90, 250-268.

Artículo 3 (Capítulo 7): Resultados obtenidos en la cuarta etapa de trabajo.

Díez-Canseco, D., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Rodríguez, W. and Solorzano, E. 2015. *The ichnology of the fluvial-tidal transition: Interplay of ecologic and evolutionary controls*, p. 283-321. **In:** Ashworth, P.J, Best, J.L and Parsons, D.R. (eds.) **Fluvial-Tidal Sedimentology**. *Developments in Sedimentology* 68, Chapter 8, Elsevier, Amsterdam.

5

Sedimentología, petrografía y bioestratigrafía

ARTÍCULO 1

Díez-Canseco, D., Arz, J.A., Benito, M.I., Díaz-Molina, M. and Arenillas, J.I. 2014. *Tidal influence in redbeds: a palaeoenvironmental and biochronostratigraphic reconstruction of the Lower Tremp Formation (South-Central Pyrenees, Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary*. **Sedimentary Geology** 312, 31-49.

5.1 Introducción

En este capítulo se exponen los resultados del estudio sedimentológico, petrográfico y biocronoestratigráfico llevado a cabo en las unidades Gris, Roja Inferior y Caliza de Suterranya de la Formación Tremp en el flanco norte del sinclinal de Tremp (Fig. 2.4). El análisis detallado y multidisciplinar que se ha llevado a cabo, ha permitido refinar las interpretaciones previas, abordar la datación de los depósitos y detectar una discontinuidad estratigráfica que se corresponde con la posición temporal del límite K/Pg.

5.2 Conclusiones parciales

La sección estratigráfica de la Formación Tremp en el área de estudio registra depósitos de ambientes de *lagoon* somero (Unidad Gris), zona fluvio-mareal deltaica (Unidad Roja Inferior) y lagos costeros (Unidad Caliza de Suterranya). Los depósitos de la zona fluvio-mareal deltaica contienen lóbulos de meandro con influencia mareal, y llanuras fango-arenosas con un grado de exposición subaérea variable. La influencia mareal es interpretada por el conjunto de características sedimentológicas de los depósitos, entre las que se destacan la estratificación heterolítica inclinada preservada en las barras de meandro de los canales (IHS, *sensu* Thomas *et al.*, 1987), la estratificación

lenticular y flaser, la presencia de glauconita autigénica en la parte inferior de la sucesión estratigráfica y la presencia de fósiles marinos no reelaborados en la parte inferior y media de la sucesión estratigráfica.

En los depósitos estudiados se han observado foraminíferos planctónicos *in situ*, de naturaleza alóctona, que habrían sido sedimentados en los ambientes mencionados tras ser transportados desde la costa. En el caso de la Unidad Roja Inferior, los organismos o sus conchas fueron probablemente transportados por corrientes de marea, un hecho que se observa en canales de llanuras deltaicas con un régimen macromareal. No obstante, no puede descartarse completamente la influencia del viento o de las tormentas en el transporte de los bioclastos.

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos *in situ* reflejan una edad Maastrichtiense inferior a superior para la Unidad Gris y la Unidad Roja Inferior de la Formación Tremp. Las asociaciones presentes en la Unidad Caliza de Suterranya indican una edad Daniense superior.

El límite K/Pg tendría que estar situado entre el techo de la Unidad Roja Inferior y la base de la Unidad Caliza de Suterranya, pero lo que se detectó fue un hiato entre ambas unidades, que podría abarcar hasta 4 Ma.

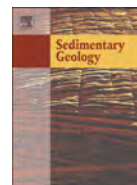
En términos paleogeográficos, la tendencia de la sucesión estratigráfica estudiada es equivalente a la que se observa al oeste de la cuenca de antepaís de la Uni-

dad Sur-pirenaica. En ambas áreas se reconoce una tendencia progradante durante el Maastrichtiense seguida de una retrogradación en el Daniense.



Contents lists available at ScienceDirect

Sedimentary Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/sedgeo

Tidal influence in redbeds: A palaeoenvironmental and biostratigraphic reconstruction of the Lower Tremp Formation (South-Central Pyrenees, Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary

D. Díez-Canseco ^{a,*}, J.A. Arz ^b, M.I. Benito ^a, M. Díaz-Molina ^a, I. Arenillas ^b^a Departamento de Estratigrafía and Instituto de GeoCiencias (IGEO), Universidad Complutense de Madrid, E-28040 Madrid, Spain^b Departamento de Ciencias de la Tierra and Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón, Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 April 2014

Received in revised form 16 June 2014

Accepted 17 June 2014

Available online 8 August 2014

Editor: B. Jones

Keywords:

Palaeoenvironment reconstruction

Tidal influence

Inclined heterolithic stratification (IHS)

Redbeds

Planktonic foraminifera

K/Pg boundary

ABSTRACT

The Upper Cretaceous–Paleogene deposits of the Grey Unit, the Lower Red Unit and the Suterranya Limestone of the Tremp Formation (South-Central Pyrenees) preserve sedimentological and palaeontological features that suggest a connection with marine settings and which allow the age of these deposits to be reviewed. The deduced sedimentary environments for the Grey Unit and the Suterranya Limestone – lagoonal and coastal lake environments respectively – agree with those proposed by previous authors. However, a new depositional setting is proposed for the Lower Red Unit, that of a mixed-energy zone in a tide-dominated delta. This new interpretation is based on the presence of inclined heterolithic stratification in point bar deposits, along with flaser and lenticular bedding and the presence of in situ marine fossils – including those of planktonic foraminifera – and glauconite grains. These foraminifera were almost certainly transported, as a suspended load, from the open sea into meandering channels on flood tides. Their associated biostratigraphy suggests a Maastrichtian age for the Grey Unit and Lower Red Unit, and a late Danian age for the Suterranya Limestone. There is a significant hiatus between latter and former units that covers most of the Danian, and presumably includes the Cretaceous/Paleogene boundary.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Interpreting transitional depositional environments is difficult when sedimentary features associated with continental environments, such as reddish-coloured mudstone with abundant palaeosols or palaeochannel deposits, are profuse, and when sedimentary features and/or fossil evidence indicative of a marine influence is scant or absent. Under such conditions only a detailed, multidisciplinary study may allow accurate interpretations to be made. Such a study could provide better evidence of any marine influence masked by continental features, for instance, the presence of inclined heterolithic stratification (IHS, Thomas et al., 1987), mainly associated with tide-influenced marginal marine settings (Smith, 1987) or the precipitation of glauconite, commonly formed under marine conditions (Odin and Fullagar, 1988).

Ancient transitional environments can be reconstructed via facies analysis and by taking note of the presence of marine fossils. When marine-continental fossils occur in settings that include eroded

components, they can be misinterpreted as reworked grains from older rocks. A detailed petrographic and biostratigraphic study, however, helps avoid such mistakes. Thus, a detailed analysis allows not only the determination of the in situ–ex situ nature of the fossils but also assessing environmental implications such as the role of landward transport of specimens by currents, a process frequently observed in recent examples (Murray et al., 1982).

The late Cretaceous–early Paleogene Tremp Formation (also known as the “Garumnian facies” and the Tremp Group (Cuevas, 1992)) in the South-Central Pyrenees (Spain), provides an example of such a setting. The Tremp Formation consists of greyish marl deposited in a transitional environment, followed by multicoloured marly–sandy deposits and subordinate conglomerate and limestone, all of which are given the name ‘redbeds’. These deposits contain a remarkable record of dinosaur fossils, and host some of the youngest dinosaur-rich sites in the world (López-Martínez et al., 2001; Riera et al., 2009; Vila et al., 2012) as well as the youngest dinosaur tracksites in Europe (Vila et al., 2013). The redbeds’ abundant vertebrate remains have traditionally been regarded as having been deposited in alluvial, fluvial and lacustrine settings (Rosell, 1965; Nagtegaal et al., 1983; Cuevas, 1992; Rosell et al., 2001; Riera et al., 2009). Numerous sedimentological and palaeontological investigations have been performed in this area (see

* Corresponding author.

E-mail addresses: daviniaadiezcanseco@ucm.es (D. Díez-Canseco), josearaz@unizar.es (J.A. Arz), mibenito@ucm.es (M.I. Benito), margot@ucm.es (M. Díaz-Molina), ias@unizar.es (I. Arenillas).

6

Icnotaxonomía e Icnofacies

ARTÍCULO 2

Díez-Canseco, D., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Díaz-Molina, M. and Benito, M.I. In press. *Ichnofauna from coastal meandering channel systems (Upper Cretaceous Tremp Formation, South-Central Pyrenees, Spain): Delineating the fluvial-tidal transition*. **Journal of Paleontology**, **90**, 250-268.

6.1 Introducción

En este capítulo se exponen los resultados del estudio icnológico llevado a cabo en la Unidad Roja inferior de la Formación Tremp en el flanco norte del sinclinal de Tremp (**Fig. 2.4**). Acorde a los resultados obtenidos en el capítulo 5, el Maastrichtiense en la parte oriental de la Cuenca de Tremp-Graus está caracterizado por la instalación de ambientes marinos marginales. Formando parte de estos ambientes, el más representativo, por constituir la mayor parte de la sección estudiada, es aquél representado por las *redbeds* de la Unidad Roja Inferior que se formaron en la zona de transición fluvio-mareal de un delta con influencia de las mareas. En este trabajo se caracterizan los sub-ambientes de la zona de transición fluvio-mareal a partir de un estudio icnológico detallado, incluyendo una caracterización icnotaxonómica, una evaluación tafonómica y un análisis de icnofacies.

6.2 Conclusiones parciales

Las *redbeds* Maastrichtienses de la Formación Tremp, también conocidas como facies *garumn* o Unidad Roja Inferior presentan una icnofauna constituida por *Taenidium barretti* tipos 1 y 2, *Loloichnus* isp., *Arenicolites* isp., *Planolites* isp., *Palaeophycus* isp., y *Taenidium bowni*. Las trazas más comunes tienen un relleno en menisco, el cual se ha interpretado en estos depósitos como el producido por la ingesta, excreción y aplastamiento de detrito por parte de organismos,

probablemente vermiformes.

El análisis de los controles tafonómicos afectando la preservación de las trazas muestra que: 1) los dos morfotipos de *Taenidium barretti* estarían controlados por cambios en la consistencia del sustrato; 2) los procesos de erosión podrían haber controlado la preservación de *Arenicolites* isp., agrandando las aperturas de estas trazas; y 3) las diferencias entre las trazas *Planolites* isp. y *Taenidium barretti* no están relacionadas únicamente con su modo y estado de preservación, pudiéndose considerar dos comportamientos diferentes.

La icnofauna presente en los depósitos de los paleocanales y de las llanuras fangosas influenciados por las mareas del Maastrichtiense de la Formación Tremp representa, en general, una Icnofacies *Scoyenia* que implica condiciones de agua dulce para su formación. Sin embargo, en la parte más baja de la sucesión, en el primer depósito de canal, una asociación monoespecífica de *Planolites* isp. sugiere unas condiciones sub-acuáticas salobres durante su formación. Dada la presencia de las dos asociaciones, en la Formación Tremp se habría preservado el registro de canales meandriformes localizados a ambos lados del límite máximo de salinidad de la zona de transición fluvio-mareal (**Fig. 1.1**). Asimismo, las variaciones icnológicas en la secuencia estratigráfica reflejan la progradación del sistema deltaico.



Ichnofauna from coastal meandering channel systems (Upper Cretaceous Tremp Formation, South-Central Pyrenees, Spain): delineating the fluvial-tidal transition

Davinia Díez-Canseco,^{1,2} Luis A. Buatois,³ M. Gabriela Mángano,³ Margarita Díaz-Molina,¹ and M. Isabel Benito¹

¹Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid - Instituto de Geociencias, Madrid E28040, Spain
 {daviniadiezcanseco@ucm.es}, {margot@geo.ucm.es}, {mibenito@ucm.es}

²Catalonia Geological Research - Geoplay, Tremp E25620, Spain

³Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatchewan, Saskatoon SK S7N 5E2, Canada {luis.buatois@usask.ca}, {gabriela.mangano@usask.ca}

Abstract.—The Upper Cretaceous “redbeds” of the lower Tremp Formation (South-Central Pyrenees, Spain) contains an ichnofauna consisting of *Taenidium barretti*, *Taenidium boweni*, *Loloichnus* isp., *Arenicolites* isp., *Planolites* isp., and *Palaeophycus* isp. This ichnofauna occurs in deposits formed in tide-influenced meander loops and their associated overbank mudflats. Evaluation of the taphonomic controls on the Tremp ichnofauna shows that (1) two morphotypes of *Taenidium barretti* are controlled by the substrate consistence, (2) *Arenicolites* may be enlarged by erosion processes, and (3) *Taenidium barretti* and *Planolites* isp. are not the same ichnotaxa showing different types of preservation. The meniscate fill in *Taenidium barretti* suggests that this structure was produced by deposit feeders. The Tremp ichnofauna is grouped into two trace-fossil assemblages, a depauperate subaquatic monospecific *Planolites* suite and an assemblage representing the *Scoyenia* Ichnofacies. Trace-fossil distribution reflects paleo-environmental changes in the meandering channels along the stratigraphic section with the *Planolites* suite in the lowermost part of the lower interval and the *Scoyenia* Ichnofacies in the middle and upper intervals. The lowermost suite may be likely formed seaward of the maximum salinity limit, under extreme brackish-water conditions, whereas the *Scoyenia* Ichnofacies records a freshwater assemblage that was formed landward of the maximum salinity limit, reflecting deltaic progradation.

Introduction

The ichnology of brackish-water environments has been extensively explored (e.g., Pemberton and Wightman, 1992; Gingras et al., 1999; Buatois et al., 2005; MacEachern and Gingras, 2007). However, the ichnology of the fluvial-tidal transition has not received significant attention, although earlier studies were undertaken in the Ogeechee Estuary of Georgia (Dörjes and Howard, 1975; Howard and Frey, 1975; Howard et al., 1975) and there is a growing number of studies documenting examples in the fossil record (e.g., Buatois et al., 1997, 1998; Mángano and Buatois, 2004) and, more recently, in modern settings (e.g., Dashtgard et al., 2012; Johnson and Dashtgard, 2014). The complexity of marginal-marine environments is in part related to the numerous and variable parameters representing controlling factors on benthic communities (e.g., Pemberton and Wightman, 1992; MacEachern and Pemberton, 1994; MacEachern and Gingras, 2007; Carmona et al., 2009; Dashtgard, 2011). One of the most important factors is salinity fluctuations, which control ichnodiversity, intensity of bioturbation, and type and size of trace fossils (e.g., Pemberton and Wightman, 1992; MacEachern and Pemberton, 1994; Buatois et al., 1997; Mángano and Buatois, 2004; MacEachern

and Gingras, 2007; Carmona et al., 2009). In particular, it has been shown that fluvial-tidal transitions contain freshwater to terrestrial ichnofaunas in tidal deposits formed between the maximum salinity limit and the maximum tidal limit (Buatois et al., 1997, 1998). According to Dalrymple and Choi (2007), the tidal-fluvial transition reflects a combination of processes (fluvial and tidal modulated), and environmental conditions (brackish-water and freshwater), that undoubtedly play a major role as controlling factors on ichnofaunal distribution. By detailed integration of ichnologic, sedimentologic, and paleontologic datasets, it is possible to differentiate the associated subenvironments to delineate complex facies mosaics.

In this paper, we analyze the ichnofauna from tide-influenced meander loop deposits and their overbank mudflats in the Maastrichtian “redbeds” of the Tremp Formation in South Central Pyrenees (Spain). This unit records progradation of meandering channel systems recently interpreted as located at or close to the fluvial-tidal transition of a delta (Díez-Canseco et al., 2014). These deposits are composed mainly of hybrid rocks with siliciclastic and carbonate components (Nagtegaal et al., 1983; Díez-Canseco et al., 2014). Ichnologic characterization of hybrid deposits is complicated since diagenetic processes may play an important role as is the case of pure

7

Integración de los datos en un modelo de aplicación general

“Hacia un modelo icnológico de la transición fluvio-mareal”

ARTÍCULO 3

Díez-Canseco, D., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Rodríguez, W. and Solorzano, E. 2015. *The ichnology of the fluvial-tidal transition: Interplay of ecologic and evolutionary controls*. In: **The fluvial-tidal transition zone, Ashworth, B. and Parsons D. (Eds.). Developments in Sedimentology 68, chapter 9, Elsevier.**

7.1 Introducción

En este capítulo se exponen los resultados del análisis icno-sedimentológico de diez casos geológicos que registran la zona de transición fluvio-mareal, así como algunos ejemplos actuales. Atendiendo a los resultados expuestos en el capítulo 6, dos sub-ambientes caracterizaron la zona de transición fluvio-mareal registrada en las *redbeds* Maastrichtienses (Unidad Roja Inferior, Formación Tresp). Una de las características que permitió esta delimitación fue la aparición de dos asociaciones de trazas fósiles: las producidas en condiciones de agua dulce y las producidas en condiciones de agua salobre o salina. En este punto, cabría preguntarse, si la aparición de ambas asociaciones es suficientemente representativa de un modelo sedimentario o solo representa un registro local. El objetivo de este trabajo es establecer características icnológicas globales de la transición fluvio-mareal y evaluar sus controles paleoambientales. Además se tienen en cuenta ejemplos desde el Paleozoico hasta la actualidad para evaluar los aspectos icnológicos que podrían estar controlados por factores evolutivos.

7.2 Conclusiones parciales

Basado en ejemplos actuales de zona fluvio-mareal se

concluye que en esta transición la salinidad es el principal factor de control de la fauna bentónica y se documentan icnofaunas producidas en agua dulce y en agua salobre. Además otros factores como la tasa de sedimentación, el tamaño de grano de los sedimentos o la exposición subaérea controlarían aspectos como la abundancia y la distribución relativa de las estructuras biogénicas. Por último, las características de la icnofauna producida en agua salobre en la zona fluvio-mareal son coincidentes con aquéllas propuestas en el modelo de icnofaunas en medio salobres (ver referencias en el artículo).

Por otro lado en el registro fósil de la transición fluvio-mareal las icnofaunas producidas en agua dulce son dominantes y se caracterizan por: una moderada icnodiversidad, la presencia de formas que típicamente se encuentran en ambientes continentales, una mezcla de elementos de las icnofacies de *Scoyenia* y *Mermia*, una dominancia de huellas superficiales y trazas con relleno en menisco, estructuras producidas por *detritus* y *deposit feeders* móviles y una densidad moderada icnotaxones individuales. Así, se puede concluir que las icnofacies continentales no ocurren únicamente en depósitos puramente fluviales sino que también lo hacen en depósitos situados aguas arriba del límite máximo de fluctuaciones en

la salinidad en la transición fluvio-mareal de deltas y estuarios (**Fig. 1.1**).

El análisis de las icnofaunas de agua dulce, en los depósitos de la transición fluvio-mareal de diferentes tiempos a lo largo del Fanerozoico, sugiere que la elevada colonización de este ambiente por organismos infaunales es un evento principalmente Mesozoico. Las icnofaunas del final del Paleozoico están constituidas por pistas de artrópodos y huellas de alimentación superficiales o de *tier* somera, mientras que las

icnofaunas características del Mesozoico y Cenozoico están formadas por huellas o galerías de mayor penetración en el sustrato (*tier* media a profunda). Esto da lugar a depósitos con altos índices de bioturbación y una frecuente destrucción de la fábrica sedimentaria primaria. Además, las icnofábricas de los depósitos fluvio-mareales del Mesozoico-Cenozoico son típicamente compuestas, pudiendo mostrar elementos de una icnofauna de agua dulce sobreimpuestos a elementos de una icnofauna de agua salobre.



DEVELOPMENTS IN SEDIMENTOLOGY

68

FLUVIAL-TIDAL SEDIMENTOLOGY

PHILIP J. ASHWORTH, JAMES L. BEST
AND DANIEL R. PARSONS



SERIES EDITOR: JAMES L. BEST

The ichnology of the fluvial–tidal transition: Interplay of ecologic and evolutionary controls

**D. Díez-Canseco^{*,†}, L.A. Buatois[‡], M. Gabriela Mángano[‡],
W. Rodríguez^{‡,§}, E. Solorzano^{‡,¶}**

^{}Departamento de Estratigrafía, Instituto de GeoCiencias and Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Spain*

[†]Catalunya GeoResearch-Geoplay, Tremp, Lleida, Spain

[‡]Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada

[§]Empresa Mixta Petrocedeno, Estado Anzoátegui, Puerto La Cruz, Venezuela

[¶]PDVSA-INTEVEP, Estado Miranda, Caracas, Venezuela

8.1 INTRODUCTION

Our knowledge of the ichnology of marginal-marine depositional systems, such as estuaries and deltas, has increased significantly with the recognition of the role that stress factors play in controlling the distribution of benthic faunas and their associated biogenic structures (e.g., Buatois and Mángano, 2011a; Buatois et al., 1997; Gingras et al., 2012; MacEachern and Gingras, 2007; MacEachern and Pemberton, 1994; MacEachern et al., 2005; Mángano and Buatois, 2004; McIlroy, 2004; Pemberton et al., 1982). In addition, during the last couple of decades significant progress has been made on the ichnology of freshwater and terrestrial settings (e.g., Buatois and Mángano, 1995, 2004; Genise, 2004; Genise et al., 2000, 2004, 2010; Melchor et al., 2012; Scott et al., 2012). In spite of this, characterization of the ichnofaunas in the continental–marine transition has definitely lagged behind in part because continental and marginal-marine ichnofaunas tend to occur separately and are treated as such in most studies. However, there is a growing number of studies documenting examples of biogenic structures in the fluvial to tidal transition in both the fossil record (e.g., Buatois et al., 1997, 1998a; Mángano and Buatois, 2004) and, more recently, in modern settings (e.g., Dashtgard et al., 2012; Johnson and Dashtgard, 2014). Unfortunately, most of the available deltaic and estuarine models have not incorporated the freshwater and terrestrial dataset yet (see Buatois and Mángano, 2011a for an exception). Therefore, it is timely to

8

Discusión y conclusiones generales

En este capítulo se presentan las conclusiones derivadas del análisis conjunto de todo el estudio, haciendo énfasis en los aspectos más generales, así como en sus implicaciones regionales.

8.1 Los ambientes sedimentarios del Maastrichtien-se-Daniense en la parte nororiental de la Cuenca de Tremp-Graus

La sucesión estratigráfica estudiada de la Formación Tremp, registra depósitos de ambientes de *lagoon* somero (Unidad Gris), de canales meandriiformes y llanuras fango-arenosas con influencia mareal en el contexto de un sistema deltaico (Unidad Roja Inferior) y de lagos costeros (Unidad Caliza de Suterranya). En la **tabla 8.1** se distinguen 8 tipos de facies y de asociaciones de facies dominantes, con sus descripciones, su contenido icnológico y fósil y su interpretación paleoambiental. La tabla incluye los datos e interpretaciones del capítulo 5 y otros datos no publicados (p.ej., las características principales de las facies conglomeráticas y de las facies de margas rosáceas que afloran en el sector oeste de la zona de estudio), junto con su interpretación (ver también sección 8.2).

8.1.1 Foraminíferos transportados por la acción de las mareas

Los depósitos de las sucesiones estratigráficas de la Unidad Roja Inferior y de la Unidad Caliza de Suterranya contienen foraminíferos planctónicos no reelaborados, tal y cómo se deduce del estudio petrográfico realizado (ver más detalles en el capítulo 5). La presencia de foraminíferos planctónicos en ambientes marinos marginales, procedentes de medios ma-

rinios abiertos, ha sido observada tanto en ambientes actuales (Murray *et al.*, 1982; Wang y Chappell, 2001) como en algunos ejemplos del registro geológico (Holcová, 1996; Murray, 2006). El transporte es favorecido por la forma globular y por el tamaño microscópico ($\sim 100 \mu\text{m}$) de las conchas.

Los foraminíferos planctónicos se han observado, tanto en los depósitos de lagos costeros como en los canales deltaicos y llanuras fangoso-arenosas asociadas, donde además suelen aparecer junto con fragmentos de placas de equinodermos o algas calcáreas rojas, que también presentan formas planas que los confieren un comportamiento hidro- o aéreo-dinámico particular, favoreciendo su transporte desde el mar hacia el continente. Los especímenes podrían haber sido transportados por el viento (Goudie y Sperling, 1977; Murray, 2009) o bien a través de corrientes inducidas por las tormentas y/o mareas. En la Unidad Roja Inferior la diversidad y abundancia de foraminíferos planctónicos es mayor en los depósitos de canal y de las llanuras fangoso-arenosas adyacentes, lo que sugiere que el transporte habría sido favorecido por las mareas a través de los propios canales. La presencia de conchas de foraminíferos en canales macromareales actuales no es un hecho especialmente aislado. Se han encontrado, por ejemplo en los ríos Yangtze y Qiangtan (Asia), Elbe y Ems (Europa), Daly (Australia) o el río Alligator en Australia. En el río Alligator la influencia mareal es percibida a 80 kilómetros de la línea de costa y en toda su longitud se encuentran foraminíferos pequeños con morfologías que favorecen la flotación (Wang y Chappell, 2001).

FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES					AMBIENTES SEDIMENTARIOS		
Litologías	Aspectos sedimentológicos	Contenido fósil	Estructuras biogénicas				
FM TREMP Unidad Roja Inferior	Horiz. CT	Margas rosáceas	Micronódulos y nivel decimétrico de carbón	Fragmentos vegetales	Nódulos de carbonato	Horizonte edáfico	LAGOS COSTEROS
	Caliza Suterranya	Calizas bioclásticas con textura <i>wackestone/packstone</i>	Brechificación y/o nodulización a techo	Bivalvos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos y planctónicos, carofitas, ostrácodos, calciesferas	Huellas de raíces y envueltas microbiales	Lagunas someras de salinidad variable	
	SISTEMA COALESCENTE	Conglomerados masivos (sector oeste de la zona de estudio)	Moderada selección de cantos duros de naturaleza extracuencial y cantos blandos. Matriz en proporción variable. Localmente superficies erosivas	No observados	Huellas de raíces	Lóbulos de desembocadura y canales ¿influencia mareal?	SISTEMA FLUVIO-MAREAL
		Depósitos multicolor canalizados:	Estratificación inclinada heterolítica (IHS) con superficies de reactivación erosivas y no erosivas	Fragmentos de moluscos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, calciesferas y fragmentos vegetales, incluyendo hojas de palmera	<i>Mottling</i> , huellas de raíces y huellas de dinosaurios	Lóbulos de meandro influenciados por las mareas (Fig. 1.1)	
		Arenita híbrida y lutitas margo-arenosas. Subordinados cuerpos de conglomerado a la base	Estratificación cruzada de gran y pequeña escala. <i>Ripples</i> trepadores, estratificación flaser y laminación paralela. Base erosiva Granos de glauconita	Localmente, placas de equinodermos, algas rojas, carofitas, ostrácodos, fragmentos de hueso y cáscaras de huevo de dinosaurio	Trazas producidas por invertebrados: <i>Planolites</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Taenidium</i> , <i>Arenicolites</i> y <i>Loloichnus</i>	Subambientes de canal fluvio-mareal (<i>Scoyenia</i> Ichnofacies-agua dulce) y zona de mezcla de energía (asociación monoespecífica-agua salobre)	
		Depósitos multicolor no canalizados:	Típicamente masivas Localmente estratificación lenticular y estratificación cruzada de pequeña escala	Fragmentos de moluscos, foraminíferos planctónicos y calciesferas. Localmente ostrácodos y carofitas	<i>Mottling</i> , nódulos de carbonato y huellas de raíces Trazas producidas por invertebrados: <i>Planolites</i> , <i>Taenidium</i> y <i>Loloichnus</i>	Llanuras fangoso-arenosas con grado de exposición subaerea variable. Las llanuras distales (zona de mezcla de energía) formadas bajo condiciones de agua salobre (Fig. 1.1) Subambientes de llanura de marea y lóbulos de derrame	
SISTEMA DELTAICO	Lutitas margo-arenosas ocre, violetas y rojas	Granos de glauconita y localmente glauconita autigénica (parte inferior de la sucesión en el sector este)					
	Localmente, cuerpos de arenita híbrida						
SISTEMA FLUVIO-MAREAL	Unidad Gris	Margas grises y calizas con textura <i>mudstone/wackestone</i>	Masivas, con nódulos de carbonato dispersos Ocasionalmente cuerpos carbonáticos de base erosiva con oncolitos	Fragmentos de bivalvo, gasterópodos, ostrácodos, carofitas y algas dasycladaceas Localmente, fragmentos vegetales, rudistas y huesos	Oncolitos, huellas de raíces y huellas de vertebrados Excepcionalmente trazas indeterminadas producidas por invertebrados y <i>mottling</i>	<i>Lagoon</i> somero Cortado localmente por canal oncolítico	ISLA BARRERA/LAGOON
		FM ARÉN	Calizas arenosas con textura <i>grainstone</i>	Comúnmente con <i>ripples</i> de oleaje. Algunos cuerpos con laminación inclinada de bajo ángulo y algunos masivos Excepcionalmente cuerpos con estratificación flaser y estructuras mareales mayores (<i>tidal bundles</i>) Superficies ferruginosas Granos de glauconita	Cáscaras de huevo de dinosaurio, fragmentos de bivalvo, placas de equinodermos, fragmentos de algas rojas y foraminíferos bentónicos	Huellas de raíces Trazas indeterminadas producidas por invertebrados	

Tabla 8.1 Facies, asociaciones de facies y ambientes sedimentarios en la transición marino-continental del Maastrichtiense-Daniense, flanco nororiental del sinclinal de Tresp.

8.1.2 El alcance de la cuña salina: condiciones de agua salobre vs dulce

Una característica de los depósitos de los ambientes sedimentarios registrados en la Formación Tresp, y en particular de los sistemas de canales meandriformes con influencia mareal del Maastrichtense, es el registro de fluctuaciones en la salinidad marcado por las trazas fósiles. La icnofauna registrada en la Formación Tresp está formada por dos tipos tafonómicos de *Taenidium barretti*, *Loloichnus* isp., *Arenicolites* isp., *Planolites* isp., *Palaeophycus* isp., y *Taenidium bowni*. La icnotaxonomía y los productores de estas trazas, así como los controles tafonómicos por los que se ven afectadas, han sido expuestos y discutidos en el capítulo 6. Esta icnofauna aparece en una asociación dominante, interpretada como formando parte de la Icnofacies *Scoyenia* y otra asociación subordinada, subacuática y monoespecífica.

La distribución de la icnofauna en los depósitos de lóbulos de meandro con influencia mareal, está controlada por condiciones de estrés que afectan a la fauna bentónica tales como las fluctuaciones de salinidad o las variaciones en la tasa de sedimentación (p.ej., Dörjes y Howard, 1975; Pemberton y Wightman, 1992; MacEachern y Pemberton, 1994; Buatois *et al.*, 1997; Mángano y Buatois, 2004; MacEachern y Gingras, 2007; Carmona *et al.*, 2009; Dashtgard, 2011). Así, por ejemplo, los depósitos fluvio-mareales formados bajo condiciones de salinidad variable presentan baja diversidad de estructuras biogénicas marinas (Pemberton y Wightman, 1992; Mángano y Buatois, 2004) mientras que las zonas dominadas por agua dulce se caracterizan por registrar una alta diversidad de estructuras producidas por fauna de agua dulce (Buatois *et al.*, 1997). En los primeros depósitos de canal que se registran en la Formación Tresp (Fig. 2, capítulo 5) aparece una asociación monoespecífica formada por el icnogénero *Planolites*, la cual es sustituida en la vertical por una asociación dominante y muy extendida, correspondiente a la Icnofacies *Scoyenia*. La Icnofacies *Scoyenia* generalmente se encuentra en ambientes inundados, no marinos, como llanuras aluviales o márgenes de los lagos (Buatois y Mángano, 2011). Sin embargo, esta asociación también ha sido descrita en ambientes marinos marginales (Buatois *et al.*, 1997 Netto y Rossetti, 2003; Mángano y Buatois, 2004; Hovikoski *et al.*, 2007, 2008), particularmente en la zona de transición fluvio-mareal donde la dis-

tribución de la icnofauna está controlada por el alcance máximo de la cuña salina y de las mareas. La distribución de las dos asociaciones observadas en la Formación Tresp, ha sido interpretada como condicionada por el alcance de la cuña salina, donde la Icnofacies *Scoyenia* caracterizaría una posición aguas arriba del límite máximo de salinidad, bajo condiciones de agua dulce, y la asociación monoespecífica una posición aguas abajo, bajo condiciones de estrés fruto de la fluctuación de la salinidad. Esta interpretación concuerda con la presencia de glauconita autigénica en la parte baja del primer grupo de depósitos de paleocanales de la Formación Tresp.

8.2 De un delta dominado por las mareas a un sistema de lagos costeros

Los depósitos del techo de la Formación Arén y de la Unidad Gris y la Unidad Roja Inferior (Formación Tresp) se habrían depositado en un mosaico de ambientes sedimentarios que formaban parte de un sistema un delta dominado por las mareas. En la figura 8.1 se indican los cambios laterales de facies entre estas formaciones y/o unidades (Dominio transicional). Los depósitos de la Unidad Gris y de la Formación Arén habían sido interpretados por López-Martínez *et al.*, (2000) como un sistemas de isla barrera-lagoon. En la misma línea, la Unidad Gris también es interpretada en este trabajo como depósitos de *lagoon*. La Unidad Roja Inferior es interpretada como un sistema de canales meandriformes y llanuras fango-arenosas con influencia mareal, que se correlacionaría lateralmente, hacia el oeste, con sistemas siliciclásticos marinos someros (Fig. 8.1). En términos generales esta sucesión muestra una tendencia progradante de facies, de lo que se infiere una línea de costa regresiva (Fig. 8.1). Otros datos que corroboran esta tendencia son la reducción hacia el techo de la sucesión del contenido en glauconita y en fósiles marinos lo que reflejaría una menor influencia de las mareas. Asimismo, la variación a lo largo de la sucesión estratigráfica en la distribución de la icnofauna indica que los primeros depósitos de lóbulo de meandro se habrían depositado bajo condiciones de agua salobre en un área más cercana a la línea de costa mientras que los sucesivos depósitos de lóbulo de meandro se formaron bajo condiciones de agua dulce en un área más alejada. Además, la abundancia de huellas de raíces, de paleosuelos y de huellas de vertebrados es mucho más elevada hacia el techo de la

sucesión, indicando unas condiciones terrestres más marcadas. Así, los sistemas de canales meandriformes influenciados por las mareas se interpretan como parte de la llanura deltaica de un delta dominado por las mareas (*sensu* Dalrymple y Choi, 2007). Concretamente estas facies habrían sido depositadas en la zona de transición fluvio-mareal; así en la Formación Tresp estarían registradas las dos partes propuestas por Dalrymple y Choi (2007): la zona de mezcla de energía dominada por agua salobre registrada en la parte inferior de la sucesión estratigráfica y la zona de canal fluvio-mareal dominada por agua dulce que se registraría en el resto de la sucesión estudiada.

Uno de los mayores controles en la distribución de este mosaico de ambientes sedimentarios habría sido la formación coetánea del anticlinal de Sant Corneli, el cual formó parte del área fuente de estas formaciones, tal y cómo indican los clastos extracuencales (Nagtegaal *et al.*, 1983) y la presencia de foraminíferos planctónicos reelaborados de materiales Santonienses (ver capítulo 5 para detalles) que constituyen, al menos en parte, dicho anticlinal (Roca y Miranda, 2010). Formando parte de este conjunto, en el sector O de la zona de estudio, fueron descritos unos niveles de conglomerados en la parte más alta de la sucesión (ver Columna de Talarn, Anexo 1). Estos depósitos afloran cercanos al cierre periclinal del anticlinal de Sant Corneli (Fig. 2.4) y podrían haber tenido una área fuente más septentrional que el resto de los depósitos estudiados. Aunque de forma preliminar, estos depósitos son interpretados como un sistema coalescente de lóbulos de desembocadura y de paleocanales que, aunque con otra procedencia, también formaron parte de una llanura deltaica influenciada por las mareas.

Por otro lado, la Unidad Caliza de Suterranya está formada por depósitos de lagos costeros, de salinidad variable, conectados en mayor o menor medida con el mar. Este sistema de lagos costeros habría sustituido al sistema deltaico en el área de estudio durante el Daniense Superior después de un hiato de 4 Ma (Fig. 8.1, ver sección 8.3).

8.3 Implicaciones en la organización secuencial y la evolución de la cuenca de antepais sur-pirenaica

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos *in situ* han indicado una edad Maastrichtiense inferior

y superior para las unidades Gris y Roja Inferior de la Formación Tresp (Fig. 8.1, ver discusión en capítulo 5). Por otro lado, la asociación de foraminíferos planctónicos descrita para la Unidad Caliza de Suterranya ha permitido deducir una edad Daniense superior para estos depósitos, sugiriendo un hiato, de al menos 4 millones de años, entre las unidades Roja Inferior y Caliza de Suterranya (Fig. 8.1). El límite K/Pg, por tanto, debería estar localizado a techo de la Unidad Roja Inferior o corresponder en el tiempo con el del hiato sedimentario.

Atendiendo al conjunto de la cuenca de antepais sur-pirenaica, el intervalo temporal que abarcan las formaciones y unidades estudiadas en la Tesis Doctoral formarían parte de la zona conocida como dominio transicional (Baceta *et al.*, 2004). Este dominio habría ocupado la parte más proximal de la cuenca con ambientes de carácter continental-litoral (Fig. 8.1). La evolución vertical de la sucesión estratigráfica estudiada, se correlaciona con la observada en la parte occidental del dominio transicional (zona de Campo, Huesca) durante el Maastrichtiense inferior y hasta el Daniense (Fig. 8.1). Durante el Maastrichtiense, los depósitos deltaicos de la zona de estudio habrían pasado lateralmente, hacia la parte occidental, a depósitos siliciclásticos marinos someros, playas, deltas y plataforma abierta, en cuya sucesión estratigráfica también se dedujo una tendencia progradante (Baceta *et al.*, 2004). Esta interpretación concuerda con la idea de que la regresión general del final del Cretácico en la cuenca sur-pirenaica, habría perdurado hasta el Maastrichtiense en el dominio transicional, condicionado, al menos en parte, por los movimientos compresivos finicretácicos asociados a la unidad cabalgante de Boixols (Ardevol *et al.*, 2000; Baceta *et al.* 2004). La tendencia progradante durante el Maastrichtiense es seguida por dos episodios retrogradantes durante el Daniense en el dominio transicional (Baceta *et al.*, 2004; Baceta *et al.*, 2005; López-Martínez *et al.*, 2006). En base a los datos bioestratigráficos obtenidos en la zona de estudio, únicamente el último episodio retrogradante, DA-2 *sensu* Baceta *et al.* (2004) habría dejado un registro en la parte oriental del dominio transicional y este episodio habría correspondido con los depósitos de la Unidad Caliza de Suterranya (Fig. 8.1). Según López-Martínez *et al.* (2006) el Daniense representa en la USC “un cambio relativamente brusco de régimen sedimentario, pasando de régimen detrítico a químico” o, en términos de Baceta *et al.*

Imagen tomada de Baceta et al. (2004)

La imagen ha sido redibujada y parcialmente modificada (Dominio transicional) incluyendo los datos de esta tesis

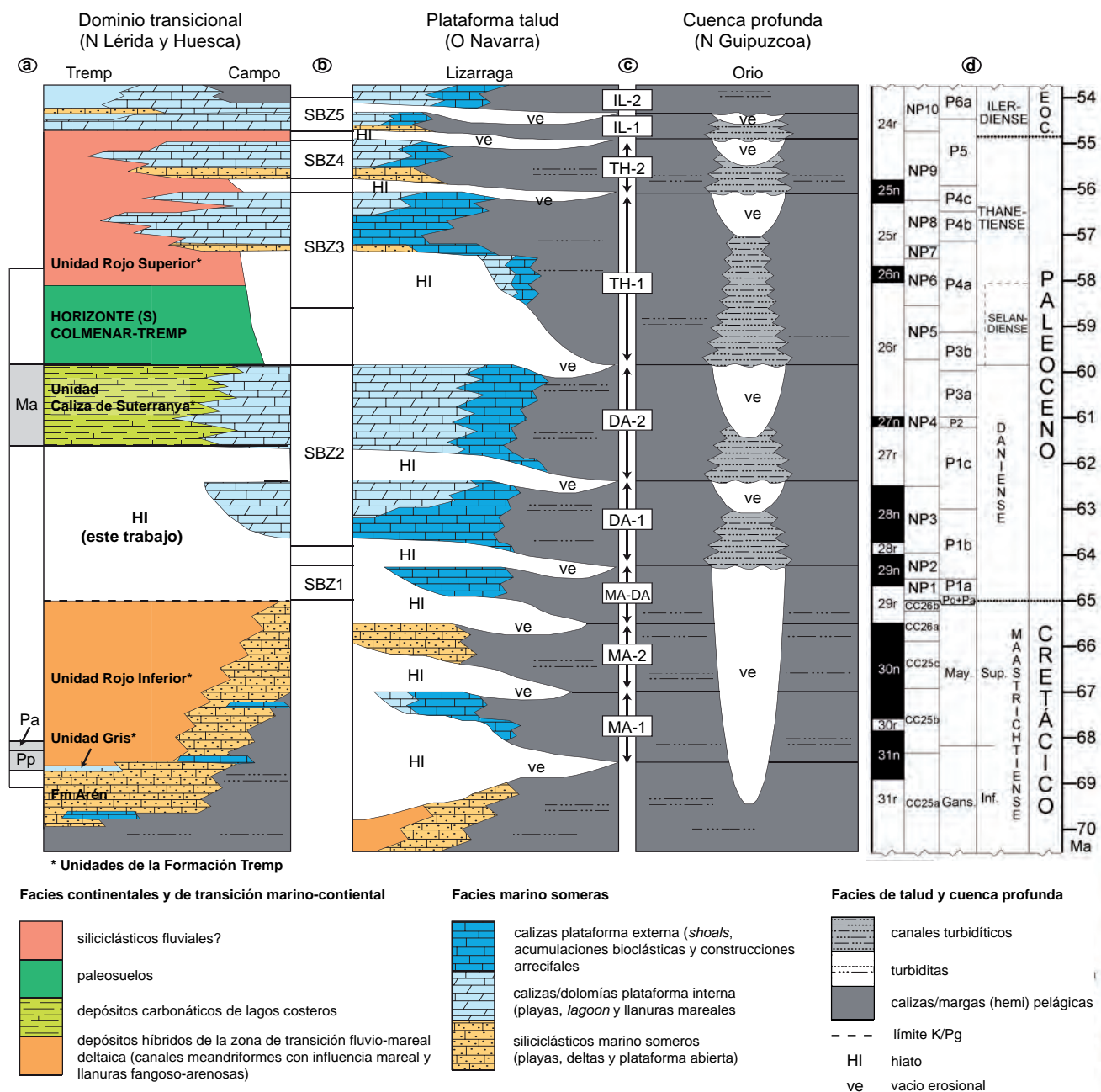


Figura 8.1 Esquema cronoestratigráfico de la sucesión Maastrichtiense-Paleoceno de la cuenca de antepais surpirenaica. Se indican las facies desde el Dominio transicional continente-mar, dónde se localiza el área de estudio, hasta las facies de cuenca profunda. La parte correspondiente al Dominio transicional ha sido modificada de la figura original para incluir los resultados obtenidos. a) Indica la parte de la sucesión que ha sido estudiada en la Tesis Doctoral. Asimismo se señalan las biozonas de foraminíferos planctónicos utilizadas en este trabajo: Pp, *Pseudoguembelina palpebra* Zone (Huber et al., 2008); Pa, *Planoglobulina acervulinoides* Zone (Pérez-Rodríguez et al., 2012) y; Ma, *Morozovella angulata* Zone (Arenillas, 2011). De acuerdo con los datos bioestratigráficos de esta tesis no habría quedado registro de los primeros 4 millones de años del Daniense, siguiendo la tabla cronoestratigráfica de Gradstein et al. (2012). b) Biozonas de foraminíferos bentónicos someros (Serra-Kiel et al., 1998). c) Secuencias deposicionales de tercer orden (ver Baceta et al., 2004). d) Crono/ bioestratigrafía *sensu* Berggren et al. (1985).

(2004), el piso donde se va a generalizar en toda la cuenca sur-pirenaica la tendencia transgresiva, siendo un momento de relativa estabilidad tectónica. El hiato deducido podría correlacionarse con los hiatos establecidos en la parte occidental de la cuenca de antepaís tal y como se ha propuesto en la figura 8.1, dónde se ha suprimido el registro de la Formación Tremp entre aproximadamente los 65 y 62 millones de años.

El horizonte edáfico localizado en la parte occidental del área de estudio (**Fig. 2.5**) en una posición aproximadamente equivalente a la Unidad Caliza de Sutranya, podría ser el equivalente lateral del horizonte edáfico conocido como Horizonte Colmenar-Tremp descrito en el dominio transicional (p.ej., Eichenseer, 1987; Baceta *et al.*, 2004) (**Fig. 8.1**). Sin embargo en la figura 8.1 se mantiene la interpretación de Baceta *et al.* (2004), ya que un cambio en la interpretación requeriría un estudio más detallado de la Unidad Roja Superior.

8.4 Implicaciones en el estudio icno-sedimentológico de la transición fluvio-mareal

A partir del análisis de ejemplos actuales de la zona de transición fluvio-mareal se deduce que la salinidad y sus fluctuaciones son los factores más importantes en el control de la fauna bentónica y en el comportamiento de esta. La influencia de la salinidad en el tipo y diversidad de las especies fue indicada primeramente, por Remane y Schlieper (1971), quienes mostraron cómo las especies de agua marina (aprox. 30 % en salinidad) perduran en condiciones de agua salobre, aunque disminuye su diversidad, y son sustituidas por especies de agua dulce al alcanzarse salinidades cercanas al 5 %. Las condiciones de salinidad que se registran en la transición fluvio-mareal de medios actuales, con fluctuaciones del 0-10 % en la parte más interna y del 15-30 % en las zonas más cercanas a la línea de costa como por ejemplo en el estuario de Ogeeche (Dörjes y Howard, 1975), permiten el registro tanto de especies de agua marina como de especies de agua dulce, así como la huella que dejan en el sustrato. Mayoritariamente, las asociaciones de trazas descritas en depósitos actuales de la transición fluvio-mareal muestran las características propuestas para condiciones de agua salobre, como son una baja icnodiversidad, formas en general muy pequeñas, asociaciones monoespecíficas, formas típicamente

producidas en agua marina, Icnofacies de *Cruziana* poco desarrolladas y dominio de trazas no superficiales (Wightman *et al.*, 1987; Pemberton y Wightman, 1992; MacEachern y Pemberton, 1994). Sin embargo, algunas asociaciones de trazas muestran las características de aquéllas que son típicamente producidas en agua dulce, por ejemplo: dominio de trazas superficiales, dominio de trazas no permanentes y la presencia de formas típicamente asociadas a fauna continental (Buatois *et al.*, 1997; Mángano y Buatois, 2004; Buatois y Mángano, 2011). En términos de icnofauna, la salinidad controla el tipo de asociación de trazas, su diversidad y el tamaño de las estructuras, siendo las dos últimas mayores cuando se forman bajo condiciones de agua dulce. Otros factores que pueden afectar a la abundancia y distribución relativa de la icnofauna son la tasa de sedimentación, el tamaño de grano del sedimento y el tiempo de exposición subaérea. Los ejemplos actuales de la transición fluvio-mareal que se utilizaron para el estudio comparativo fueron el estuario de Ogeeche en Georgia (Dörjes y Howard, 1975; Howard y Frey, 1975; Howard *et al.*, 1975; Martin, 2013), la bahía de Willapa en Washington (Gingras *et al.*, 1999), el delta del río Fraser en la British Columbia (p.ej., Dashtgard *et al.*, 2012; Johnson y Dashtgard, 2014), el río Salmon de la bahía de Fundy en Nova Scotia, (Dalrymple y Makino, 1989; Dalrymple *et al.*, 1991), el estuario de la Gironde en Francia (Allen, 1991) y la bahía del Mont Saint-Michel en Francia (Lanier *et al.*, 1993; Tessier, 1993; Tessier *et al.*, 1995).

Por otro lado, a partir del estudio icnológico de la zona de transición fluvio-mareal en ejemplos del registro geológico se observa que aparecen ambas asociaciones, aunque predomina, ampliamente desarrollada, la asociación de trazas fósiles de una icnofauna formada bajo condiciones de agua dulce. Esta asociación se caracteriza por: una icnodiversidad de moderada a alta, formas típicamente presentes en ambientes continentales, una mezcla de las Icnofacies *Scyenia* y *Mermia*, la dominancia de trazas superficiales y con relleno en menisco, la presencia dominante de estructuras no permanentes producidas por organismos móviles detritívoros (*detritus* y *deposit feeders*) y una densidad en icnotaxones individuales moderada. Las icnofacies continentales no se encuentran únicamente en ambientes puramente fluviales sino también en depósitos localizados aguas arriba del límite alcanzado por la cuña salina en la transición fluvio-

mareal. Por otro lado, la presencia de una asociación de agua dulce ampliamente desarrollada, podría estar afectada por la latitud, ya que la mayor parte de los ejemplos comparados, ocuparon latitudes tropicales o subtropicales (Scotese, 2001; ODSN), aunque todavía hacen falta más observaciones al respecto.

El análisis de las icnofaunas de agua dulce de ejemplos de la zona de transición fluvio-mareal a lo largo del Fanerozoico sugiere que la colonización masiva de esta zona de sedimentación por parte de organismos infaunales es un evento principalmente Mesozoico. Las icnofaunas del Paleozoico se caracterizan por un dominio de pistas de artrópodos y trazas de *tier* somera (*pasichnia* y *fodinichnia*) mientras que las icnofaunas del Mesozoico-Cenozoico están formadas por trazas con una estructura *tier* más profunda, que resultan en índices de bioturbación más altos, y que destruyen, comúnmente, la fábrica sedimentaria original. Además, las icnofábricas mesozoicas-cenozoicas son típicamente compuestas, mostrándose

ocasionalmente icnofaunas producidas bajo condiciones de agua dulce sobreimpuestas a estas producidas bajo condiciones de agua salobre. La tendencia evolutiva marcada por el cambio de icnofauna podría estar ligada al evento del final del Triásico conocido como “Revolución Lacustre” cuando tuvieron lugar la diversificación de vertebrados, de artrópodos (p.ej., insectos acuáticos o crustáceos de agua dulce) y de macrofitas, produciéndose una transformación de las redes tróficas (Buatois *et al.*, 2016).

Si nos fijamos en las interpretaciones sedimentológicas realizadas para diferentes ejemplos antiguos de la transición fluvio-mareal (ver referencias en cada caso de estudio del capítulo 7), los ambientes sedimentarios se interpretaron como partes proximales de estuarios o deltas, sin evidencias de conexión directa con el mar. Estos ambientes son principalmente llanuras de marea, canales fluvio-mareales y bahías entre canales distribuidores o *interdistributary bays* (Tabla 8.2). Asimismo es de destacar que la zona de tran-

Edad	Situación geográfica	Formación / Unidad (localidad)	Ambiente/s sedimentarios	Contexto geológico
Carbonífero	Kansas (USA)	Stranger Fm / Tonganoxie Sandstone (Cantera Buildex)	Llanura de marea de baja energía bajo condiciones de agua dulce	Estuario / contexto transgresivo
Carbonífero superior	Nova Scotia (Canada)	Joggins Fm / Coal Mine Point channel body	*Canal fluvio-mareal bajo condiciones de agua dulce y de agua salobre	Estuario / contexto transgresivo
Carbonífero superior	Alabama (USA)	Pottsville Fm / Mary Lee Coal Zone (Union Chapel Mine)	Llanura de marea bajo condiciones de agua dulce (ritmitas)	Estuario / contexto transgresivo
Carbonífero superior	Indiana (USA)	Mansfield Fm (Crane y Hindostan)	Llanura de marea bajo condiciones de agua dulce (ritmitas)	Estuario / contexto transgresivo
Pérmico inferior	New Mexico (USA)	Robledo Mountains Fm	Llanura de marea intermareal y supramareal bajo condiciones de agua dulce	?
Cretácico Superior	España	Tremp Fm / Unidad Roja Inferior	*Canal fluvio-mareal y llanura fango arenosa bajo condiciones de agua dulce y de agua salobre	Delta / contexto regresivo
Oligoceno inferior a Mioceno inferior	Venezuela	Guafita Fm / Arauca y Guardulio	Bahía interdistributaria bajo condiciones de agua salobre y llanura aluvial afectada por lóbulos de desembocadura	Delta / contexto regresivo
Mioceno inferior	Venezuela	Oficina Fm	*Canal fluvio-mareal bajo condiciones de agua dulce y de agua salobre	Estuario / contexto transgresivo
			Bahía interdistributaria y llanura aluvial bajo condiciones de agua dulce	Delta / contexto regresivo
Mioceno inferior	Brasil	Barreiras Fm	Llanura de marea bajo condiciones de agua dulce y de agua salobre. <i>Backlagoon</i> . Canal mareal bajo condiciones de agua salobre. Manglar	Estuario / contexto transgresivo
Mioceno superior	Brasil	Solimoes Fm	*Canal y surco fluvio-mareal bajo condiciones de agua dulce y de agua salobre	?

*“canal fluvio-mareal” hace referencia a un canal con influencia fluvial y mareal y no a la zonación de Dalrymple y Choi (2007)

Tabla 8.2 Síntesis de los casos de estudio de la transición fluvio-mareal analizados en el capítulo 7 de la Tesis Doctoral. Se indican, su localización geográfica y geológica, los ambientes sedimentarios descritos y el contexto geológico en el que tuvieron lugar (ver referencias para cada caso de estudio en capítulo 7).



Figura 8.2 Bahía de Fundy (Canadá). Localización geográfica de las imágenes mostradas en la Figura 8.3. Imagen satélite de Google Earth

sición fluvio-mareal puede quedar registrada tanto en contextos regresivos formando parte de deltas, cómo transgresivos en estuarios, tal y como señalaron Dalrymple y Choi (2007). La señal de las mareas en los casos de estudio analizados, es interpretada a partir de más de uno de los siguientes aspectos: ritimicidad cíclica de los depósitos y presencia de estructuras sedimentarias cómo IHS, *tidal bundles* y/o estratificación *flaser*, lenticular y *herringbone*.

8.4.1 El papel de las *redbeds* en ambientes marino marginales

Facies similares a las *redbeds* pirenaicas afloran por todo el planeta tanto en el registro del pasado (p.ej., en el *Buntsandstein* europeo o en la mundialmente conocida Formación Navajo del cañón de Colorado), cómo en el presente (p.ej., en la Bahía de Fundy de Canadá, **Figs. 8.2 y 8.3**). Las *redbeds* en el registro geológico han sido tradicionalmente asociadas con un contexto sedimentario opuesto al marino, al igual que por su abundancia en la vertical en una sucesión estratigráfica se suele inferir un carácter regresivo. Esta idea no debería ser preconcebida antes del es-

tudio detallado de una sucesión. Al igual que en este trabajo, en otros estudios se han descrito e interpretado *redbeds* como depósitos de ambientes marinos marginales con influencia mareal (p.ej., Sanz *et al.*, 1995; Netto y Rossetti, 2003). Uno de estos estudios incluso llamó a la polémica al ponerse en duda el carácter costero de los depósitos, en parte, por el color rojizo de sus facies (ver Sanz *et al.*, 1995 vs Sander *et al.*, 1998). Asimismo, es interesante la relación *redbeds* - contexto macromareal expuesta por J. Snoep en su blog "*redbeds-geology*" dónde interpreta facies tipo *redbeds* cómo depósitos ligados a mareas especialmente altas durante momentos transgresivos. Aunque este blog presenta tan solo una hipótesis de carácter meramente divulgativo, da pie a una observación más regional acerca del amplio desarrollo de facies tipo *redbeds* y, en general, de ambientes sedimentarios emplazados en zonas de transición marino-continental como en el Pirineo durante el Cretácico-Paleógeno. Esta omnipresencia podría relacionarse con la naturaleza epeírica de los mares en algunos periodos del pasado, que permitirían que pequeñas fluctuaciones del nivel del mar afectaran amplias áreas terrestres.



Figura 8.3 Ambientes sedimentarios de *redbeds* en la Bahía de Fundy (Canada). Ver localizaciones en la Figura 8.2. a) Canal fluvio-mareal mostrando la barra en punta de uno de sus meandros durante la marea baja (Río Petitcodiac, zona de transición fluvio-mareal). b) Playa (en primer plano) y llanura intermareal durante la marea baja en la Bahía de Chignecto. c) Canales y llanuras inter- y supra- maréales durante la bajada de marea (Bahía Cobequid).

9

Referencias

- Allen, G. P. 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: A model for macrotidal estuarine systems, p. 219–226. *In* D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin, y R. A. Rahmani (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16.
- Arbués, P., E. Pi y X. Berástegui. 1996. Relaciones entre la evolución sedimentaria del Grupo de Arén y el cabalgamiento de Bóixols (Campaniense terminal-Maastrichtiense del Pirineo meridional-central). *Geogaceta*, 20(2):446–449.
- Ardèvol, L. y J. Gutmánis. 2014. Outcrop analogs for fractured carbonate reservoirs. *Geoplay-Internal Report*, Lleida.
- Ardèvol, L., J. Klimowitz, J. Malagon y P. J. C. Nagtegaal. 2000. Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain. *AAPG Bulletin*, 84(4):566–587.
- Arenillas, I. 2011. Análisis paleoecológico de foraminíferos planctónicos del tránsito Daniense-Selandiense en el Tetis y sus implicaciones taxonómicas. *Revista Española de Micropaleontología*, 43:55–108.
- Baceta, J. I., V. Pujalte y G. Bernaola. 2005. Paleocene corallgal reefs of the Western Pyrenean basin, northern Spain: New evidence supporting an earliest Paleogene recovery of reefal ecosystems. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 224(1–3):117–143.
- Baceta, J. I., V. Pujalte, J. Serra-Kiel, A. Robador y X. Orue-Etxebarria. 2004. El Maastrichtiense final, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica, p. 308–313. *In* J. A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid.
- Bambach, R. K., A. M. Bush y D. H. Erwin. 2007. Autecology and the filling of ecospace: Key metazoan radiations. *Palaeontology*, 50:1–22.
- Barnolas, A. y V. Pujalte. 2004. La Cordillera Pirenaica: Definición, límites y división, p. 233–241. *In* J. A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid.
- Beaumont, C., J. A. Muñoz, J. Hamilton y P. Fullsack. 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, 105:8121–8145.
- Berástegui, X., J. Casas, M. Liesa, M. Losantos, A. Martínez, J. Muñoz y E. Roca. 2010. Història geològica de Catalunya, p. 68–79. *In* A. Roca i Adrover y J. Miranda i Canals (eds.), *Atles geològic de Catalunya*. IGC-ICC, Barcelona.
- Berggren, W. A., D. V. Kent, J. J. Flynn y J. A. Van Couvering. 1985. Cenozoic geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 96(11):1407–1418.
- Bond, R. y K. McClay. 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain, p. 415–431. *In* J. G. Buchanan y P. G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*. Volume 88. Geological Society Special Publications, London.
- Bottjer, D. J. y M. L. Droser. 1991. Ichnofabric and basin analysis. *PALAIOS*, 6:199–205.

- Bradshaw, M. A. 1981. Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (lower Beacon Supergroup), Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 24:615–652.
- Brenchley, P. J. y D. A. T. Harper. 1998. *Palaeoecology: Ecosystems, Environments and Evolution*. Chapman & Hall London.
- Bromley, R. 1990. *Trace Fossils: Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman, London.
- Bromley, R. G. 1996. *Trace fossils. Biology, Taphonomy and Applications* (second edition). Chapman and Hall, London.
- Bromley, R. G. y U. Asgaard. 1991. Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia*, 24:153–163.
- Bromley, R. G. y A. Ekdale. 1984. Trace fossil preservation in flint in the European chalk. *Journal of Paleontology*, 58(2):298–311.
- Bromley, R. G. y A. A. Ekdale. 1986. Composite ichnofabrics and tiering of burrows. *Geological Magazine*, 123:59–65.
- Buatois, L. A., C. Labandeira, M. G. Mángano, A. S. Cohen y S. Voigt. 2016. The Mesozoic lacustrine revolution. In M. G. Mángano y L. A. Buatois (eds.), *The Trace-Fossil Record of Major Evolutionary Changes*. Volume 2. Springer, Netherlands.
- Buatois, L. A. y M. G. Mángano 2008 Trazas fósiles de invertebrados., p. 751–785. In H. Camacho (ed.), *Invertebrados Fósiles*. Vázquez Manzini Editores, Buenos Aires.
- Buatois, L. A. y M. G. Mángano. 2009. Applications of ichnology in lacustrine sequence stratigraphy: potential and limitations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272(3):127–142.
- Buatois, L. A. y M. G. Mángano. 2011. *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, New York.
- Buatois, L. A., M. G. Mángano y F. G. Aceñolaza. 2002. Trazas fósiles: Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Trelew.
- Buatois, L. A., M. G. Mangano y C. G. Maples. 1997. The paradox of nonmarine ichnofaunas in tidal rhythmites; integrating sedimentologic and ichnologic data from the Late Cretaceous of eastern Kansas, USA. *PALAIOS*, 12:467–481.
- Cámara, P. y J. Klimowitz. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geológicos*, 41(5–6):391–404.
- Carmona, N. B., L. A. Buatois, J. J. Ponce y M. G. Mángano. 2009. Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: trace-fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273:75–86.
- Croghan, P. C. 1983. Osmotic regulation and the evolution of brackish and fresh-water faunas. *Journal of the Geological Society, London*, 140: 39–46.
- Cuevas, J. L. 1992. Estratigrafía del "Garumniense" de la Conca de Tremp. *Prepirineo de Lérida*. *Acta Geologica Hispanica*, 27:95–108.
- Dalrymple, R. W. y K. Choi. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81:135–174.
- Dalrymple, R. W., C. E. Kurcinka, B. V. J. Jablonski, A. A. Ichaso y D. A. Mackay. 2015. Deciphering the relative importance of fluvial and tidal processes in the fluvial-marine transition. In P. J. Ashworth, J. L. Best, y D. R. Parsons (eds.), *Fluvial-Tidal Sedimentology*. Volume 68. Elsevier, Amsterdam.
- Dalrymple, R. W. y Y. Makino. 1989. Description and Genesis of tidal bedding in the Cobequid Bay-Salmon River Estuary, Bay of Fundy, Canada, p. 151–177. In A. Taira y F. Masuda (eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Scientific Publishing Company, Tokio.
- Dalrymple, R. W., Y. Makino y B. A. Zaitlin. 1991. Temporal and spatial patterns of rhythmic deposition on mud flats in the macrotidal Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada, p. 137–160. In D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin, y R. A. Rahmani

- (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16.
- Dashtgard, S. E. 2011. Linking invertebrate burrow distributions (neioichnology) to physicochemical stresses on a sandy tidal flat: implications for the rock record. *Sedimentology*, 58:1303–1325.
- Dashtgard, S. E., J. G. Venditti, P. R. Hill, C. F. Sisulak, S. M. Johnson y A. D. La Croix. 2012. Sedimentation across the tidal–fluvial transition in the lower Fraser River, Canada. *The Sedimentary Record*, 10:4–9.
- Deramond, J., P. Souquet, M.-J. Fondécave-Wallez y M. Specht. 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain), p. 193–219. *In* G. D. Williams y A. Dobb (eds.), *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*. Volume 71. Geological Society Special Publications, London.
- Díaz-Molina, M. 1987. Sedimentación sinectónica asociada a una subida relativa del nivel del mar durante el Cretácico superior (Fm. Tremp, provincia de Lérida). *Estudios Geológicos*, extra Galve-Tremp:69–93.
- Díaz-Molina, M., O. Kalin, M. I. Benito, N. Lopez-Martínez y E. Vicens. 2007. Depositional setting and early diagenesis of the dinosaur eggshell-bearing Aren Fm at Bastus, Late Campanian, south-central Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 199(3–4):205–221.
- Díez-Canseco, D., J. Arz, M. Benito, M. Díaz-Molina y I. Arenillas. 2014. Tidal influence in redbeds: A palaeoenvironmental and biochronostratigraphic reconstruction of the Lower Tremp Formation (South-Central Pyrenees, Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary. *Sedimentary Geology*, 312:31–49.
- Dörjes, J. y J. D. Howard. 1975. Estuaries of the Georgia coast, U.S.A.: *Sedimentology and biology*. IV. Fluvial-marine transition indicators in an estuarine environment, Ogeechee River–Ossabaw Sound. *Senckenbergiana maritima*, 7:137–179.
- Eichenseer, H. 1987. Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus basin, northeastern Spain, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Tübingen, 237 p.
- Eichenseer, H. y S. Krauss. The Tremp Formation (Maestrichtian-Paleogene) and the lower Ager Group (Paleogene) of the Northern flank of the Tremp-Graus embayment (NE Spain). 6th European Regional Meeting IAS:149–151.
- Ekdale, A. A. 1985. Paleoecology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50:63–81.
- Ekdale, A. A., R. G. Bromley y S. G. Pemberton. 1984. *Ichnology, Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy*. SEPM.
- Feist, M. y F. Colombo. 1983. La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne*, 10(3–4):303–326.
- Fernández López, S. 1991. Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Española de Paleontología*, 6(1):37–49.
- Frey, R. W. 1973. Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43:6–19.
- Frey, R. W. 1975 The realm of ichnology, its strengths and limitations., p. 13–38. *In* R. W. Frey (ed.), *The Study of Trace Fossils. A Synthesis of Principles, Problems, and Procedures in Ichnology*. Springer –Verlag, New York.
- Frey, R. W. y R. Goldring. 1992. Marine event beds and recolonization surfaces as revealed by trace fossil analysis. *Geological Magazine*, 129:325–335.
- Frey, R. W. y S. G. Pemberton. 1984. Trace fossils Facies Models, p. 189–207. *In* R. G. Walker (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series.
- Frey, R. W. y S. G. Pemberton. 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. I. Approaches to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 33(1):72–115.
- Frey, R. W. y R. A. Wheatcroft. 1989. Organism–substrate relations and their impact on sedimentary petrology. *Journal of Geological Education*, 37:261–279.
- Fürsich, F. T. 1972. Thalassinoides and the origin of nodular limestone in the Corallian beds (Upper Jurassic) of southern England Neues

- Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 3:136–156.
- Garrido-Megias, A. 1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del secundario y terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida), Universidad de Granada, Granada, 365 p.
- Genise, J. F. 2004. Ichnotaxonomy and ichnostratigraphy of chambered trace fossils in palaeosols attributed to coleopterans, ants and termites., p. 419–453. In D. McIlroy (ed.), The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis. Volume 228. Geological Society Special Publication.
- Genise, J. F. y T. M. Bown. 1994. New Miocene scarabeid and hymenopterous nests and Early Miocene (Santacrucian) paleoenvironments, Patagonian Argentina. *Ichnos*, 3:107–117.
- Genise, J. F., R. N. Melchor, E. S. Bellosi, M. G. González y M. Krause. 2007. New insect pupation chambers (Pupichnia) from the Upper Cretaceous of Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 28(3):545–559.
- Gingras, M. K., S. G. Pemberton, T. Saunders y H. E. Clifton. 1999. The ichnology of modern and Pleistocene brackish-water deposits at Willapa Bay, Washington; variability in estuarine settings. *PALAIOS*, 14:352–374.
- Goldring, R. 1964. Trace fossils and the sedimentary surface in shallow water marine sediments. *Developments in Sedimentology*, 1:136–143.
- Goldring, R. 1995. Organisms and the substrate: response and effect. Geological Society, London, Special Publications, 83(1):151–180.
- Gómez-Gras, D., M. Roigé, V. Fondevilla, O. Oms, S. Boya y E. Remacha. 2016. Provenance constraints on the Tremp Formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees sources. *Cretaceous Research*, 57:414–427.
- Goudie, A. y C. Sperling. 1977. Long distance transport of foraminiferal tests by wind in the Thar Desert, Northwest India. *Journal of Sedimentary Research*, 47(2):630–633.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz y G. Ogg. 2012. *Geologic Time Scale* Time Scale Creator.
- Guillaume, B., D. Dhont y S. Bvuset. 2008. Three-dimensional geologic imaging and tectonic control on stratigraphic architecture: Upper Cretaceous of the Tremp Basin (south-central Pyrenees Spain). *AAPG Bulletin*, 92(2):249–269.
- Holcová, K. 1996. Determination of transport of foraminiferal tests in the fossil record (South Slovakia Basin, Middle Miocene). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 4:193–217.
- Hovikoski, J., M. K. Gingras, M. Räsänen, L. A. Rebata, J. Guerrero, A. Ranzi, J. Melo, L. Romero, H. N. del Prado y F. Jaimes. 2007. The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: High-frequency shifts of the low-gradient coastline. *Geological Society of America Bulletin*, 119:1506–1520.
- Hovikoski, J., R. Lemiski, M. K. Gingras, S. G. Pemberton y J. A. MacEachern. 2008a. Ichnology and sedimentology of a mud-dominated deltaic coast: Upper Cretaceous Alderson Member (Lea Park Fm), western Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 78:803–824.
- Hovikoski, J., M. Räsänen, M. K. Gingras, A. Ranzi y J. Melo. 2008b. Tidal and seasonal controls in the formation of Late Miocene inclined heterolithic stratification deposits, western Amazonian foreland basin. *Sedimentology*, 55:499–530.
- Howard, J. D., C. A. Elders y J. F. Heinbokel. 1975. Estuaries of the Georgia Coast, U.S.A.: Sedimentology and biology, V. Animal-sediment relationships in estuarine point bar deposits, Ogeechee River–Ossabaw Sound. *Senckenbergiana maritima*, 7:181–203.
- Howard, J. D. y R. W. Frey. 1975. Estuaries of the Georgia coast, U.S.A.: Sedimentology and biology, II. Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries. *Senckenbergiana maritima*, 7:33–103.
- Howard, J. D. y H. Reineck. 1981. Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence with low-energy sequence. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 65:807–830.
- Huber, C. 2007. *Marine Biology*. Sixth Ed. McGraw-Hill, New York.

- Johnson, S. M. y S. E. Dashtgard. 2014. Inclined heterolithic stratification in a mixed tidal-fluvial channel: Differentiating tidal versus fluvial controls on sedimentation. *Sedimentary Geology*, 301:41–53.
- Krauss, S. 1991. Stratigraphy and facies of the "Garumnian"-Late Cretaceous to Early Paleogene in the Tresp region, Central Southern Pyrenees. *Inst. u. Museum f. Geologie u. Paläontologie d. Univ. Tübingen*, Tübingen.
- Lanier, W. P., H. R. Feldman y A. W. Archer. 1993. Tidal Sedimentation from a Fluvial to Estuarine Transition, Douglas Group, Missourian--Virgilian, Kansas. *Journal of Sedimentary Research*, 63(5).
- Leithold, E. L. y W. E. Dean. 1998. Depositional processes and carbon burial on a Turonian prodelta at the margin of the western interior Seaway, p. 189–200. *In* W. E. Dean y M. A. Arthur (eds.), *Stratigraphy and Palaeoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway, USA*. Volume 6. SEPM.
- Leszczyński, S. 1991. Oxygen-related controls on predepositional ichnofacies in turbidites, Guipúzcoa Flysch (Albian-Lower Eocene), Northern Spain. *PALAIOS*, 6:271–280.
- Lewis, D. W. y A. A. Ekdale. 1992. Composite ichnofabric of a mid-Tertiary unconformity on a pelagic limestone. *PALAIOS*, 7:222–235.
- Leymerie, A. 1863. Note sur la système Garumnien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 20:483–488.
- Liebau, A. 1973. El Maastrichtense lagunar (Garumniense) de Isona. *Libro-Guia, XIII Coloquio Europeo Micropaleontología*:87–112.
- López-Martínez, N., M. Arribas, A. Robador, E. Vicens y L. Ardèvol. 2006. Los carbonatos Danienses (Unidad 3) de la Fm Tresp (Pirineos Sur-Centrales): Paleogeografía y relación con el límite Cretácico-Terciario. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19:233–255.
- Lopez-Martinez, N., J. J. Moratalla y J. L. Sanz. 2000. Dinosaurs nesting on tidal flats. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 160(1-2):153–163.
- López Martínez, N. 2001. La extinción de los dinosaurios y su registro en los Pirineos Meridionales, p. 71–98, *Actas de las II Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno*. Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas, Salas de los Infantes.
- Maceachern, J. A., K. L. Bann, J. Bhattacharya y C. D. Howell. 2005. *Ichnology of Deltas: Organism Responses to the Dynamic Interplay of Rivers, Waves, Storms, and Tides*, p. 1–37. *In* L. Giosan y J. Bhattacharya (eds.), *River Deltas-Concepts, Models, and Examples*. Volume 83. SEPM Special Publication.
- MacEachern, J. A. y M. K. Gingras. 2007. Recognition of brackish-water trace fossil suites in the Cretaceous Western interior seaway of Alberta, Canada, p. 149–194. *In* R. G. Bromley, L. A. Buatois, G. Mangano, J. F. Genise, y R. N. Melchor (eds.), *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*. Volume 88. SEPM Core Workshop.
- MacEachern, J. A. y S. G. Pemberton. 1994. Ichnological aspects of incised valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada, p. 129–157. *In* R. Boyd, B. A. Zaitlin, y R. W. Dalrymple (eds.), *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. Volume 51. SEPM Special Publication.
- MacEachern, J. A., B. A. Zaitlin y S. G. Pemberton. 1999. A sharp-based sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 876–892.
- Mángano, M. G. y L. A. Buatois. 2004. Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent, p. 157–178. *In* D. McIlroy (ed.), *The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis*. Volume 228. Geological Society Special Publications, London.
- Mángano, M. G., L. A. Buatois, C. G. Maples y R. R. West. 2000. A new ichnospecies of *Nereites* from Carboniferous tidal-flat facies of

- eastern Kansas, USA: Implications for the Nereites-Neonereites debate *Journal of Paleontology*, 74:149–157.
- Mángano, M. G., L. A. Buatois, C. G. Maples y R. R. West. 2002. Ichnology of a Pennsylvanian equatorial tidal flat; the Stull Shale Member at Waverly, eastern Kansas. *Kansas Geological Survey*, 245:1–133.
- Martín-Chivelet, J., X. Berástegui, I. Rosales, L. Vilas, J. A. Vera, E. Caus, K. Gräfe, R. Mas, C. Puig, M. Segura, S. Robles, M. Floquet, S. Quesada, P. A. Ruiz-Ortiz, M. A. Fregenal-Martínez, R. Salas, C. Arias, A. García, A. Martín-Algarra, M. N. Meléndez, B. Chacón, J. M. Molina, J. L. Sanz, J. M. Castro, M. García-Hernández, B. Carenas, J. García-Hidalgo, J. Gil y J. F. Ortega. 2002. Cretaceous, p. 265–267. *In* W. Gibbons y T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London.
- Martin, A. J. 2013. Life traces of the Georgia coast. Revealing the unseen lives of plants and animals. Indiana University Press, Bloomington & Indianapolis
- Martinsson, A. 1970. Toponymy of trace fossils, p. 323–330. *In* T. P. Crimes y J. C. Harper (eds.), *Trace Fossils*. Volume 3. Geological Journal Special Issue
- Masrera, A. y J. Ullastre. 1983. Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, 20:283–290.
- Masrera, A. y J. Ullastre. 1990. Yacimientos inéditos de Carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo catalán. *Rev. Soc. Geol. España*, 3(1–2):33–41.
- McIlroy, D., R. Worden y S. Needham. 2003. Faeces, clay minerals and reservoir potential. *Journal of the Geological Society*, 160:489–493.
- Médus, J., M. Feist, R. Rocchia, D. Batten, D. Boclet, F. Colombo, Y. Tambareau y J. Villatte. 1988. Prospects for recognition of the palynological Cretaceous/Tertiary boundary and an indium anomaly in nonmarine facies of the eastern Spanish Pyrenees: a preliminary report; A contribution to the IGCP 216 Bio-Events. *Newsletters on Stratigraphy*, 18(3):123–138.
- Mey, P., P. Nagtegaal, K. Roberti y J. Hartevelt. 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41:221–228.
- Muñoz, J. A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, p. 235–246. *In* K. R. McClay (ed.), *Thrust tectonics*. Chapman and Hall, London.
- Murray, J. W. 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Murray, J. W. 2009. Wind transport of foraminiferal tests into subaerial dunes: an example from western Ireland. *Journal of Micropalaeontology*, 28(2):185–187.
- Murray, J. W., S. Sturrock y J. Weston. 1982. Suspended load transport of foraminiferal tests in a tide- and wave-swept sea. *The Journal of Foraminiferal Research*, 12(1):51–65.
- Nagtegaal, P. J. C., A. Vanvliet y J. Brouwer. 1983. Syntectonic Coastal Offlap and Concurrent Turbidite Deposition - the Upper Cretaceous Aren Sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology*, 34:185–218.
- Needham, S., R. Worden y J. Cuadros. 2006. Sediment ingestion by worms and the production of bio-clays: a study of macrobiologically enhanced weathering and early diagenetic processes. *Sedimentology*, 53:567–579.
- Neira, C., J. Sellanes, L. A. Levin y W. E. Arntz. 2001. Meiofaunal distributions on the Peru margin: relationship to oxygen and organic matter availability. *Deep-Sea Research*, 48:2453–2472.
- Netto, R. G. y D. F. Rossetti. 2003. Ichnology and salinity fluctuations: A case study from the early Miocene (Lower Barreiras Formation) of Sao Luís Basin, Maranhão, Brazil. *Revista brasileira de Paleontologia*, 6:5–18.
- ODSN. 1999. Ocean Drilling Stratigraphic Network, Plate Tectonic Reconstruction Service., <http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html> (Sep 2015).
- Oms, O., J. Dinares-Turell, E. Vicens, R. Estrada, B. Vila, A. Galobart y A. M. Bravo. Integrated stratigraphy from the Vallcebre Basin (southeastern Pyrenees, Spain); new insights

- on the continental Cretaceous-Tertiary transition in southwest Europe, Amsterdam, 255:35–47.
- Pemberton, S. G., R. W. Frey, M. J. Ranger y J. A. MacEachern. 1992. The conceptual framework of ichnology., p. 1–32. *In* S. G. Pemberton (ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. Volume 17 SEPM Core Workshop.
- Pemberton, S. G. y M. K. Gingras. 2005. Classification and characterizations of biogenically enhanced permeability. *AAPG Bulletin*, 89:1493–1517.
- Pemberton, S. G., J. A. MacEachern y R. W. Frey. 1992. Trace fossils facies models: environmental and allostratigraphic significance., p. 47–72. *In* R. G. Walker y N. P. James (eds.), *Facies Models and Sea Level Changes*. Geological Association of Canada.
- Pemberton, S. G., M. Spila, A. J. Pulham, T. Saunders, J. A. MacEachern, R. D y I. K. Sinclair. 2001. The application of Ichnofacies analysis to the evaluation of marginal marine reservoirs, p. 155–179, *Ichnology & Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems*. Volume 15. Geological Association of Canada Short Course.
- Pemberton, S. G. y D. M. Wightman. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits, p. 141–167. *In* S. G. Pemberton (ed.), *Applications of ichnology to petroleum exploration: A core workshop*. Volume 17. SEPM Core Workshop.
- Pérez-Rodríguez, I., J. A. Lees, J. C. Larrasoaña, J. A. Arz y I. Arenillas. 2012. Planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy of the uppermost Campanian and Maastrichtian at Zumaia, northern Spain. *Cretaceous Research*, 37:100–126.
- Perkins, E. J. 1974. *The Biology of Estuaries and Coastal Waters*. Academic Press, London.
- Pickerill, R. K. 1994. Nomenclature and taxonomy of invertebrate trace fossils, p. 3–42. *In* S. K. Donovan (ed.), *The Palaeobiology of Trace Fossils*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Porta, J., M. Kedves, N. Solé de Porta y J. Civis. 1985. Palinología del Maastrichtiense del Barranco de la Posa (Lérida, España). Problemática regional. *Revista d'Investigacions Geològiques*, 40:5–28.
- Puigdefàbregas, C., J. Muñoz y J. Vergés. 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees, p. 247–254. *In* K. R. McClay (ed.), *Thrust Tectonics*. Springer, Amsterdam.
- Puigdefàbregas, C. y P. Souquet. 1986. Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1):173–203.
- Pujalte Navarro, V. y B. Schmitz. 2005. Revisión de la estratigrafía del Grupo Tremp (“Garumniense, Cuenca de Tremp-Graus, Pirineos meridionales”). *Geogaceta*, 38:79–82.
- Rebata H, L. A., M. E. Räsänen, M. K. Gingras, V. Vieira Jr, M. Barberi y G. Irion. 2006. Sedimentology and ichnology of tide-influenced Late Miocene successions in western Amazonia: The gradational transition between the Pebas and Nauta formations. *Journal of South American Earth Sciences*, 21:96–119.
- Rebata, H. L. A., M. K. Gingras, M. E. Räsänen y M. Barberi. 2006. Tidal-channel deposits on a delta plain from the Upper Miocene Nauta Formation, Marañón Foreland Sub-basin, Peru. *Sedimentology*, 53:971–1013.
- Remane, A. y C. Schlieper 1971. *Biology of Brackish Water*. John Wiley and Sons, New York.
- Riera, V., O. Oms, R. Gaete y A. Galobart. 2009. The end-Cretaceous dinosaur succession in Europe: The Tremp Basin record (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 283:160–171.
- Roca, A. y J. Miranda. 2010. *Atles geològic de Catalunya*. ICGC, Barcelona.
- Rosell, J. 1965. Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana (Provincia de Lérida). *Pirineos*, 21:1–225.
- Rosell, J., R. Linares y C. Llompart. 2001. El “Garumniense” Prepirenaico. *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 14(1–2):47–56.
- Sander, P. M., C. Peitz, J. Gallemi y R. Cousin. 1998. Dinosaurs nesting on a red beach? *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule A-Sciences De La Terre Et Des*

- Planetes, 327(1):67–74.
- Sanz, J. L., J. J. Moratalla, M. Diaz-Molina, N. López-Martínez, O. Kalin y M. Vianey-Liaud. 1995. Dinosaur Nests at the Sea Shore. *Nature*, 376(6543):731–732.
- Savrda, C. E. 2007. Trace fossils and marine benthic oxygenation, p. 149–158. *In* W. Miller (ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier Amsterdam
- Savrda, C. E. y D. J. Bottjer. 1986. Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, 14:3–6.
- Scotese. 2001. Paleomap Project., <http://www.scotese.com/> (Sep 2015).
- Seilacher, A. 1953. Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 96:421–452.
- Seilacher, A. 1964. Biogenic sedimentary structures, p. 296–316. *In* J. Imbrie y N. Newell (eds.), *Approaches to Paleoecology*. John Wiley and Sons, New York.
- Seilacher, A. 1978. Use of trace fossils for recognizing depositional environments., p. 167–181. *In* P. B. Basan (ed.), *Trace Fossil Concepts*. Volume 5. SEPM Short Course Notes.
- Seilacher, A. 1992. An updated Cruziana stratigraphy of Gondwanan Palaeozoic sandstones, p. 1565–1580. *In* M. J. Salem (ed.), *The Geology of Lybia*. Volume 5. Elsevier, Amsterdam.
- Seilacher, A. y E. Seilacher. 1994. Bivalvian trace fossils: A lesson from actuopaleontology, p. 5–15. Volume 169. Courier Forschungsinstitut Institut Senckenberg.
- Serra-Kiel, J., L. Hottinger, E. Caus, K. Drobne, C. Ferrandez, A. K. Jauhri, G. Less, R. Pavlovec, J. Pignatti, J. M. Samso, H. Schaub, E. Sirel, A. Strougo, Y. Tambareau, J. Tosquella y E. Zakrevskaya. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169(2):281–299.
- Shackleton, J. R., M. L. Cooke, J. Verges y T. Simo. 2011. Temporal constraints on fracturing associated with fault-related folding at Sant Corneli anticline, Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 33(1):5–19.
- Simó, A. 1986. Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, south-central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics*, 129(1):205–231.
- Sisulak, C. F. y S. E. Dashtgard. 2012. Seasonal Controls On the Development And Character of Inclined Heterolithic Stratification In A Tide-Influenced, Fluvially Dominated Channel: Fraser River, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 82:244–257.
- Smith, J. J., S. T. Hasiotis, M. J. Kraus y D. T. Woody. 2008. Naktodemasis Bowni: New Ichnogenus and Ichnospecies for Adhesive Meniscate Burrows (AMB), and Paleoenvironmental Implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Paleontology*, 82:267–278.
- Snoep, J. 2010. Redbeds-Geology, <http://redbeds-geology.com/pages/88071/Home.html> (Nov 2015).
- Taylor, A. y R. Goldring. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1):141–148.
- Tessier, B. 1993. Upper intertidal rhythmities in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology*, 110(3):355–367.
- Tessier, B., A. W. Archer, W. P. Lanier y H. R. Feldman. 1995. Comparison of ancient tidal rhythmities (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 24:259–271.
- Uchman, A. 1995. Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy) *Beringeria*, 15:1–115.
- Vergés, J. y J. A. Muñoz. 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(6):265–271.
- Vicens, E., L. Ardevol, N. Lopez-Martinez y M. E. Arribas. 2004. Rudist biostratigraphy in the Campanian-Maastrichtian of the south-central Pyrenees, Spain. *COURIER FORSCHUNGSINSTITUT SENCKENBERG SERIES*, 247:113–127.
- Vila, B., À. Galobart, J. Canudo, J. Le Loeuff, J. Dinarès-Turell, V. Riera, O. Oms, T. Tortosa y R. Gaete. 2012. The diversity of sauropod dinosaurs and their first

- taxonomic succession from the latest Cretaceous of southwestern Europe: Clues to demise and extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350–352:19–38.
- Vila, B., O. Oms, V. Fondevilla, R. Gaete, À. Galobart, V. Riera y J. I. Canudo. 2013. The latest succession of dinosaur tracksites in Europe: hadrosaur ichnology, track production and palaeoenvironments. *PloS one*, 8:e72579.
- Villalba-Breva, S. y C. Martín-Closas. 2013. Upper Cretaceous paleogeography of the Central Southern Pyrenean Basins (Catalonia, Spain) from microfacies analysis and charophyte biostratigraphy. *Facies*:1–27.
- Walker, R. G. 1984 General Introduction: Facies, Facies Sequences and Facies Models, p. 1–9. *In* R. G. Walker (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series.
- Wang, P. y J. Chappell. 2001. Foraminifera as Holocene environmental indicators in the South Alligator River, northern Australia. *Quaternary International*, 83:47–62.
- Wightman, D. M., S. G. Pemberton y C. Singh. 1987. Depositional modelling of the Upper Mannville (Lower Cretaceous), eastcentral Alberta: Implications for the recognition of brackish water deposits, p. 189–220. *In* R. W. Tillman y K. J. Weber (eds.), *Reservoir Sedimentology*. Volume 40. SEPM Special Publication.
- Willems, H. 1985. Marine uppermost Cretaceous and Garumnian facies in the region of Bóixols-Coll de Nargó anticline (Prov. Lérida, Spain). *Estudios Geológicos*, 41(1–2):17–24.

Anexos

ANEXO 1: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Columna de Orcau

Columna de Lluís

Columna de Suterranya Oeste

Columna de Suterranya Este

Columna de Vicari Oeste

Columna de Vicari Este

Columna de Talarn

































































ANEXO 2: PANEL ESTRATIGRÁFICO

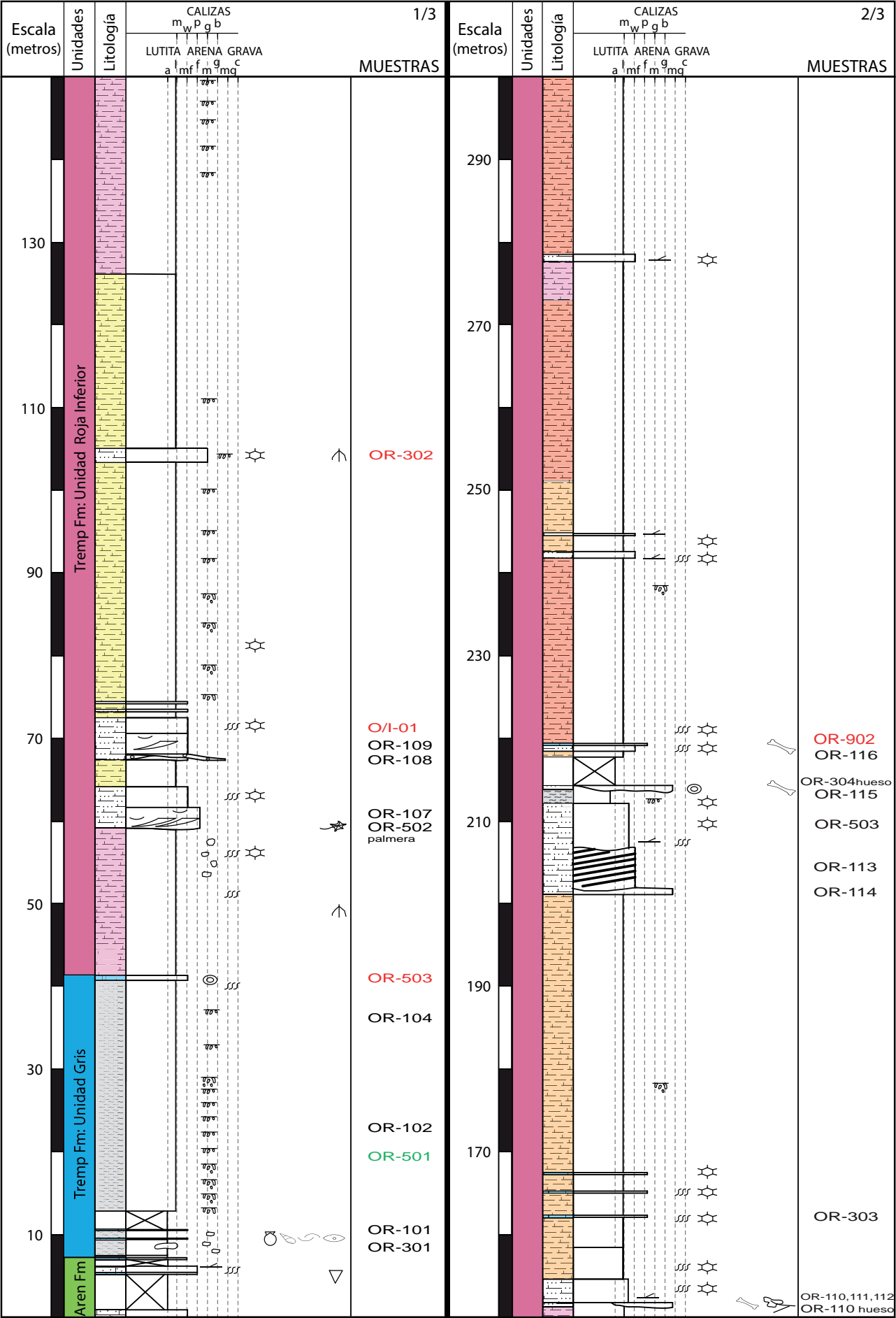
1

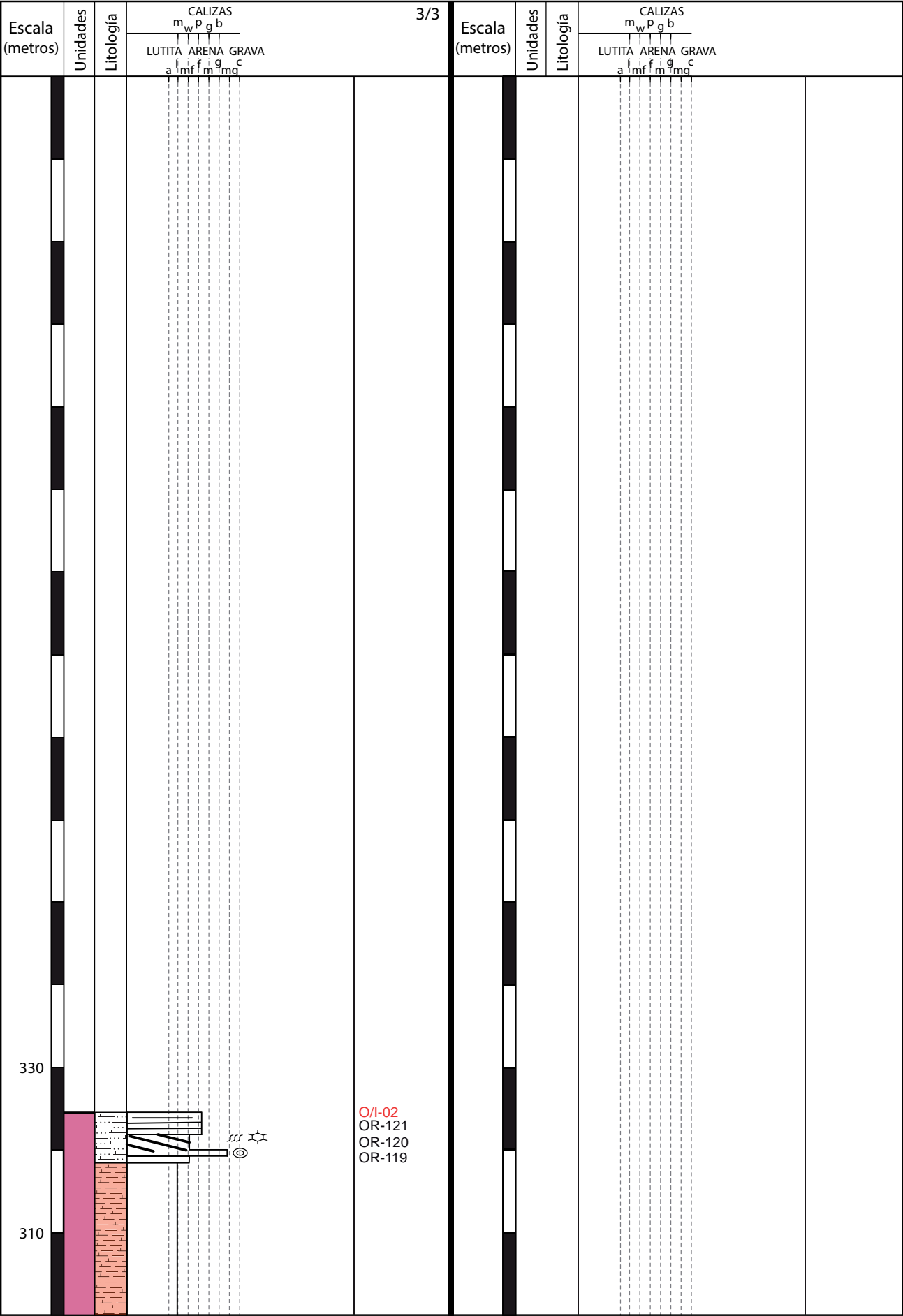
Columnas estratigráficas

A continuación se muestran las 7 secciones estratigráficas realizadas de este a oeste en el flanco norte del sinclinal de Tremp. Su localización es indicada en el mapa de la figura 2.4, mientras que en la figura 4.2 se puede ver el modo de representación de los datos de sus cabeceras. Asimismo, en esta página se muestra la leyenda con la simbología referente a las observaciones realizadas en campo (a excepción de

la textura, ver **Fig. 4.2**): tipos de litología, unidad y/o formación geológica en la que se han realizado las observaciones y los fósiles y las estructuras sedimentarias y biogénicas observadas.

LITOLOGÍAS	
	Conglomerado
	Arenita híbrida
	Arenita híbrida (textura <i>grainstone</i>)
	Caliza
	Caliza nodulosa
	Margas rosaceas
	<i>Blackshale</i>
	Marga
	Lutita margo-arenosa roja
	Lutita margo-arenosa predominantemente rojiza
	Lutita margo-arenosa multicolor (violeta/ocre/rojiza)
	Lutita margo-arenosa predominantemente violeta
	Lutita margo-arenosa predominantemente ocre
FOSILES	
	Gasterópodo
	Ostrácodo
	Foraminífero
	Equinodermo
	Bivalvo
	Rudista
	Ostreido
	Cefalópodo
	Hueso
	Huevo
	Cáscara de huevo
	Planta
	Palmera
	Carofita
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y BIOGÉNICAS	
	Acreción lateral (típicamente IHS)
	ALD
	Haz mareal (<i>tidal bundle</i>)
	Estratificación difusa
	Estrat. cruzada pequeña escala
	ripples de oleaje
	Estrat. cruzada gran escala
	de surco
	Laminación paralela
	de bajo ángulo
	Estrat. flaser
	Estrat. lenticular
	Superficie erosiva
	Estructuras por bioturbación animal
	Paleosuelo
	Nódulos de carbonato
	Huella de raíz
	Oncolito
	<i>Mottling</i>
	Nódulos de yeso
	Nódulos de hierro
	Cantos blandos dispersos
	Cantos dispersos
	Huellas de carga
	Superficie ferruginosa
	Brechificación
OTROS SÍMBOLOS	
	Afloramiento cubierto
	Afloramiento semicubierto
	L-213 Muestra para lámina delgada
	L-411 Muestra para levigado
	L-411 Muestra icnológica
FORMACIONES GEOLÓGICAS	
	Unidad Rojo Superior
	Horizonte edáfico
	Unidad Caliza de Suterranya
	Unidad Rojo Inferior
	Unidad Gris
	Formación Arén
} Formación Tremp	

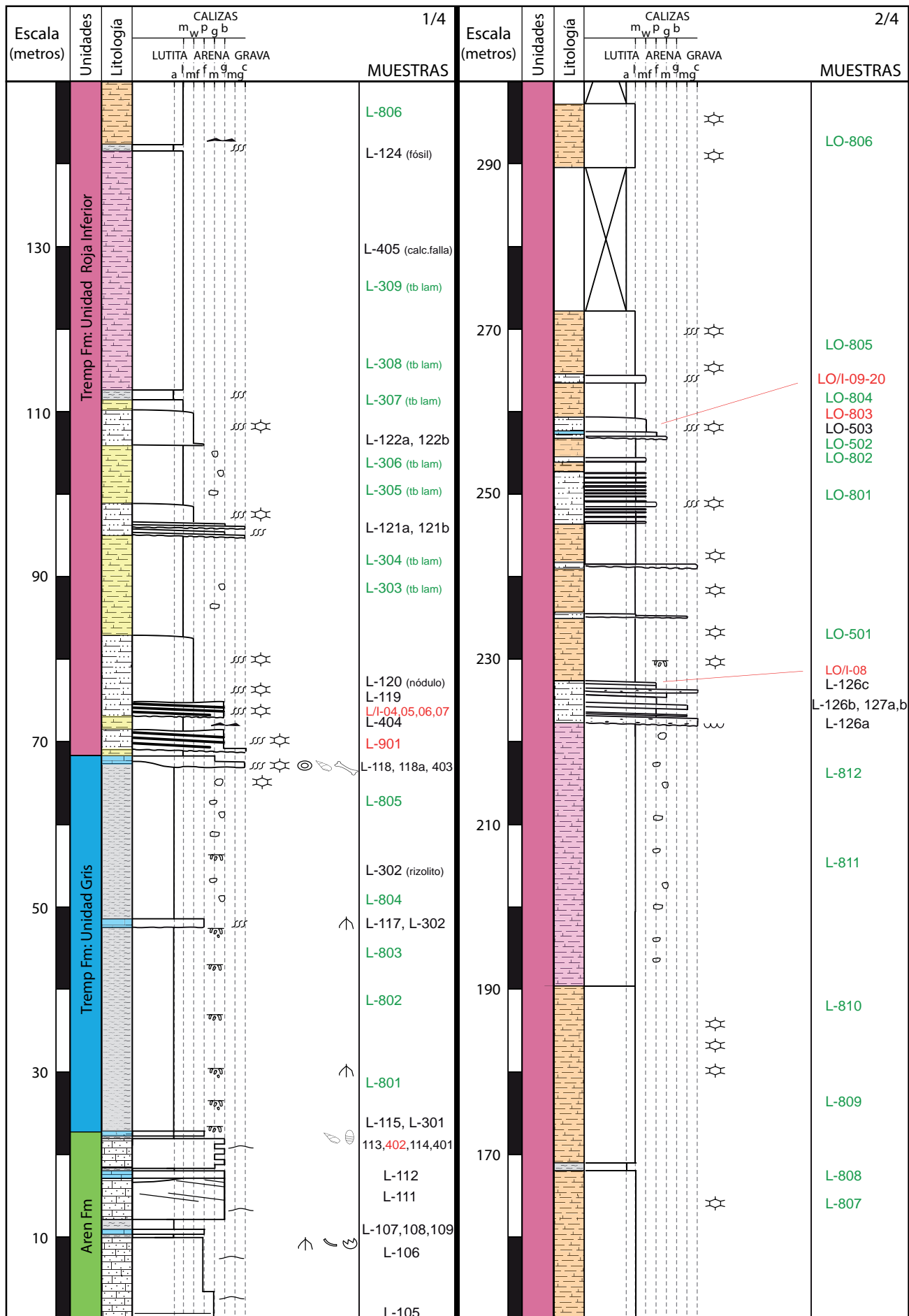




COLUMNA DE LLUIS

BASE: 42° 9'39.49"N
0° 58'27.03"E

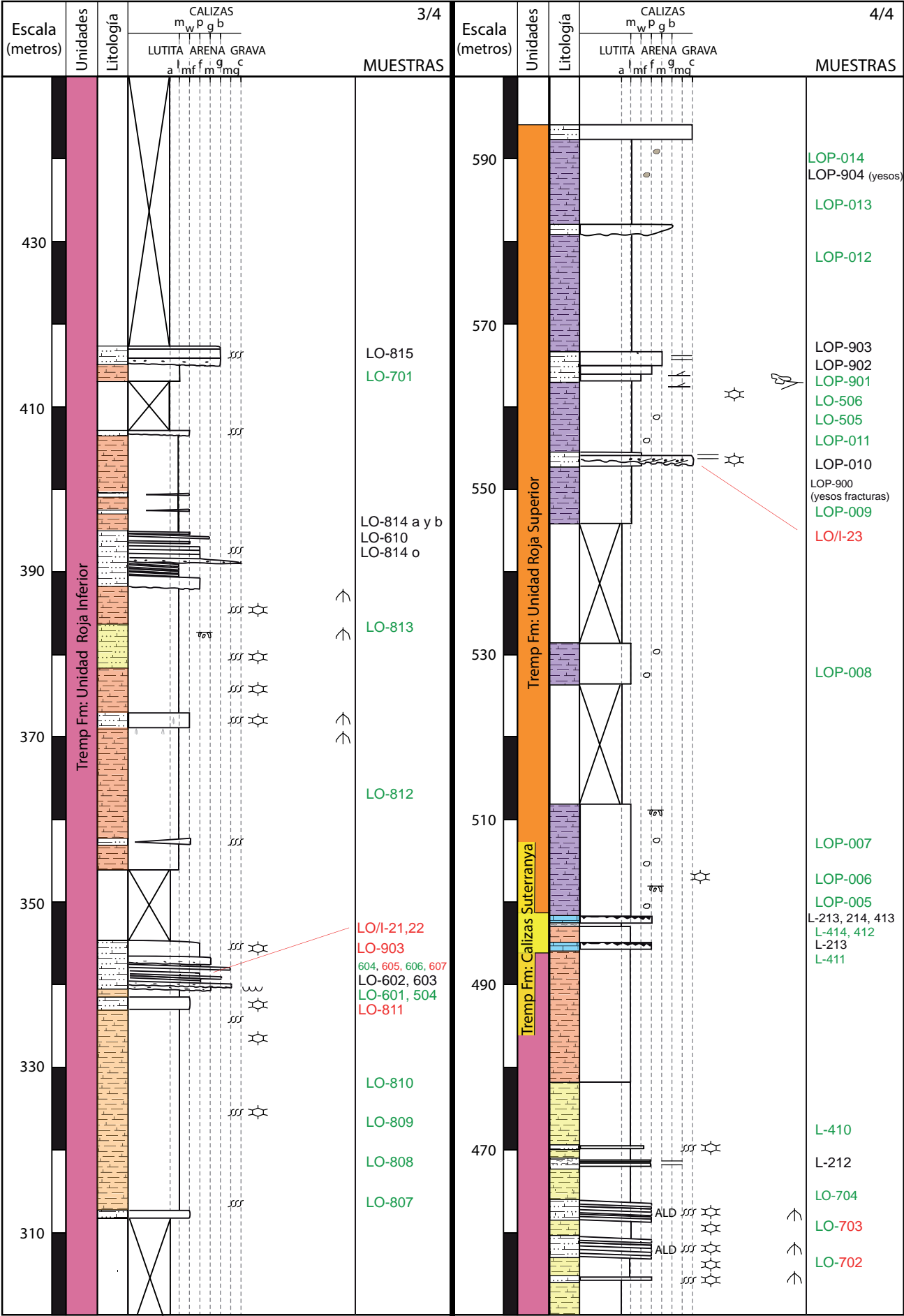
TECHO: 42° 8'42.94"N
0° 57'26.33"E



COLUMNA DE LLUIS

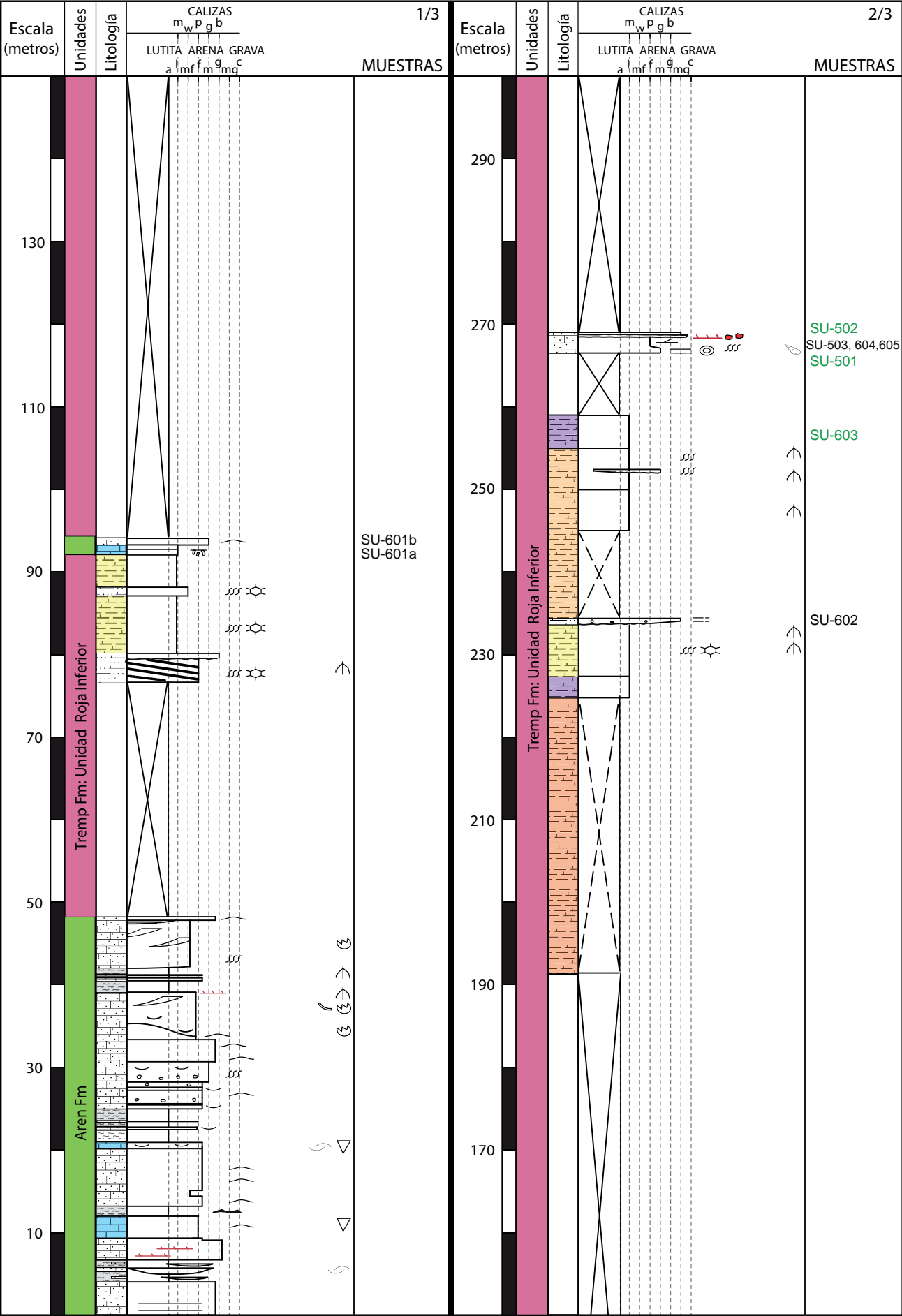
BASE: 42° 9'39.49"N
0° 58'27.03"E

TECHO: 42° 8'42.94"N
0° 57'26.33"E



TECHO: 42° 9'22.20"N
0° 57'25.15"E





COLUMNA DE SUTERRANYA OESTE

BASE: 42°9'31.59"N
0°56'39.67"E

TECHO: 42°8'51.67"N
0°56'19.33"E

[illegible]

0° 55'47.15"E

TECHO: 42° 9'22.75"N
0° 55'52.56"E

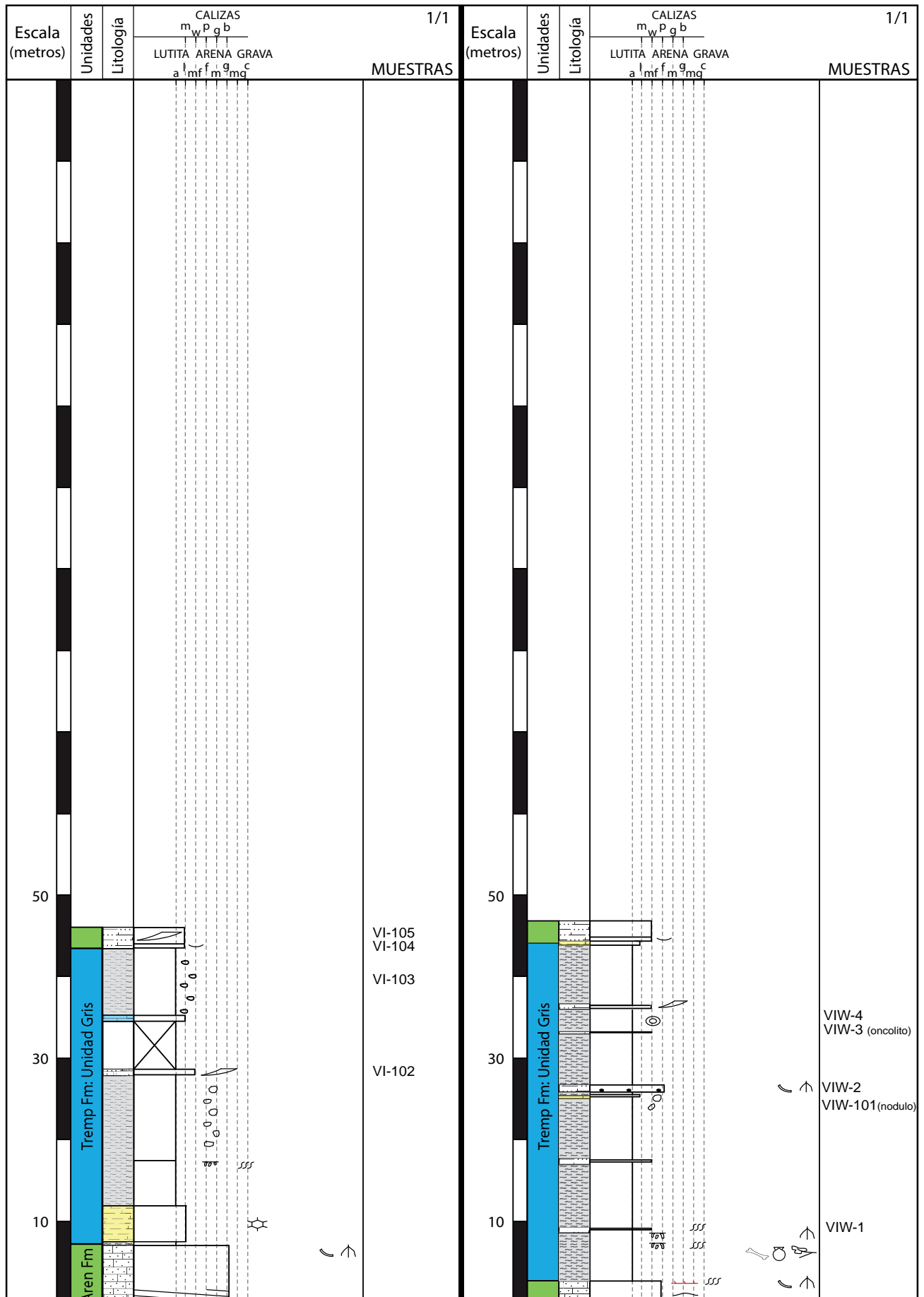
BASE: 42° 9'24.43"N

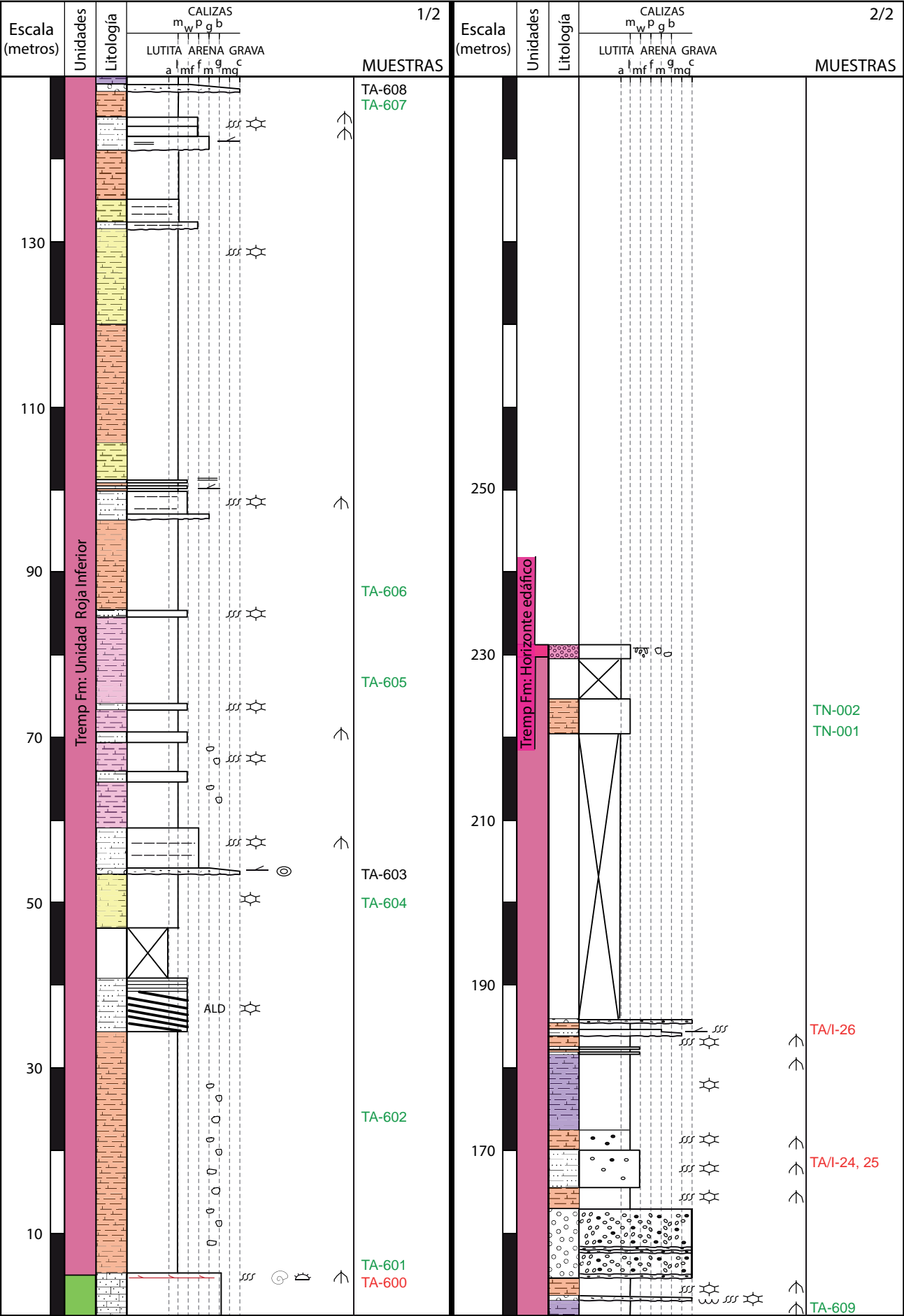
0° 55' 42.28"E

TECHO: 42° 9'24.01"N
0° 55'37.78"E

COLUMNA DE VICARI ESTE

COLUMNA DE VICARI OESTE





2

Panel estratigráfico

El panel estratigráfico que se presenta en la siguiente página se ha constituido a partir de las siete columnas del Anexo 1. Las columnas realizadas abarcan los tres sectores de la zona de estudio: el sector este (Columna de Lluís y Columna de Orcau), el sector central (Columnas de Suterranya y Vicari) y el sector oeste (Columna de Talarn). La localización de este panel se indica en la figura 2.4. Para las correlaciones realizadas entre las columnas se ha tenido en cuenta la cartografía geológica y se ha resuelto de la manera más sencilla posible que incluyese todas las observaciones realizadas en las campañas de campo. Por otro

lado, en el panel aparecen en color rosa claro zonas o bandas donde se concentran cuerpos de arenita (sector este y central) y/o de conglomerado (típicamente en el sector oeste). Estas bandas indican la potencia de columna dónde se interdigitan estos cuerpos con una distancia vertical entre ellos menor a 10 metros. Cuando dichos cuerpos sedimentarios aparecen dispersos, o a más de 10 metros de distancia del cuerpo anterior o posterior, son asimismo representados en rosa claro.

